Glaziologie des Antholztales[1]

Von

Dr. Roman Lucerna

(Mit 1 Flächengliederungskarte und 2 Textfiguren)

(Die Drucklegung erfolgte zum Teil mit Unterstützung aus Erträgnissen der Dr. Emil Sueß-Erbschaft der Akademie der Wissenschaften in Wien)

(Vorgelegt in der Sitzung am 16. Dezember 1937)

Inhaltsverzeichnis

Einleitung.

Auf der Südabdachung der Hohen Tauern erstreckt sich quer durch deren Gesteinszonen, vorbei an den schimmernden Rieserfernern vom Staller Sattel bis Olang, das Antholztal. Die vorliegende

[1] Hiezu Spezialkartenblatt Bruneck, Zone 18, Kolonne VI, 1 75.000 und Kartenbeilage. Das Lesen der Beschreibung fordert ständige Bezugnahme auf beide Karten.

monographische Darlegung seiner glaziologischen Verhältnisse soll die dem Felsgerüste auflagernden Ablagerungen, wie Moränen, Flußabsätze, Schuttkegel sowie die unzerstörten Felsformen, Tröge, Kare, fluviatile Einschnitte, Grate, Gipfel und Plattformen umfassen. Dieser Kreis von Formen steht in deutlicher Beziehung zu einem großen Gletscher, der das Tal bis zu seinem trichterförmigen Ausgang bei Olang erfüllte und Antholzgletscher genannt sei.

Der Antholzgletscher ist kein eiszeitlicher Gletscher. Zur Eiszeit bildeten die Firnmassen des Antholzgebietes eine bescheidene Komponente des Rienz-Eisack-Etschgletschers. Sie bewegten sich im Antholzgebiete in einer vorläufig unbekannten Höhenlage über der heutigen Talsohle. Auch die erste Rückzugsetappe der jüngsten allgemeinen Vereisung, das Bühlstadium, das, einerlei ob es als Halt im Rückzuge oder als erneuerter Vorstoß geringerer Ausdehnung aufgefaßt wird, an vielen Punkten der Alpen nachgewiesen ist,[1] und sich ebenso mehr an die Peripherie der Vereisung anschließt wie das dritte, das Daunrückzugsstadium an die heutigen Gletscherränder, dürfte unserem Antholzgletscher nicht entsprechen. Ebensowenig das Daunstadium, dessen Gletscher bei relativ hoher Schneegrenzlage nur 300 *m* unter der heutigen, meist nur wenige Kilometer von den Enden der heutigen Gletscher entfernt liegen. Den 20 *km* langen Antholzgletscher stelle ich daher übereinstimmend mit Penck (Alpen im Eiszeitalter, p. 935) in die Gschnitzzeit, die nach der Penck'schen Klimakurve für Eiszeitalter und Postglazialzeit etwa 14.000 Jahre zurückliegt,[2] jener Zeit, die nach all dem, was bisher ermittelt ist, sich als formgestaltender Faktor erster Ordnung im Antlitze der Hochalpen erwiesen hat. Diese Zeitschätzung wird durch die Schneegrenzlage der Gschnitzzeit wie durch Bühlmoränen, die zu unserem Gletscher keine Beziehung mehr aufweisen, dann durch Größenähnlichkeit mit den Gletschern des Gschnitztales und von Sterzing[3] sowie Unähnlichkeit gegenüber dem Bühletschgletscher, der vor dem Kalterer See endete,[4] gestützt.

Es wird zu zeigen sein, wie das Antholztal aufs genaueste die Form des alten Antholzgletschers wiedergibt, und die Frage geklärt, ob wohl einer der früheren Gletscher ein Tal geschaffen oder bis in Einzelheiten ausgestaltet haben kann, das in einer Form an einen bestimmten jüngeren Gletscher vollkommen angepaßt erscheint.

Geologische Einleitung.

Vor der geologischen Erforschung des Antholztales möchte ich nur jene Tatsachen erwähnen, welche für das glazial-morphologische Bild von größter Wichtigkeit sind, sowie jene, in welchen die Oberfläche den Bau des Grundgebirges verschweigt.

---

[1] Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, p. 949 u. a. O.
[2] L. c., p. 1168. Heute nach Penck weniger.
[3] L. c., p. 931 (Länge des Sterzinger Gletschers 27 *km*; Endlage 960 *m*).
[4] L. c., 924.

Das Antholztal beginnt zu oberst am Staller Sattel und Antholzsee als isoklines Längstal, zwischen dem Südabfall des Riesertonalitkernes im Norden und den Schichtköpfen der Schieferhülle im Süden. Am Stampferbad zwischen Ober- und Mittertal biegt es in südsüdwestlicher Richtung um, welche es angenähert bis zur Einmündung ins Pustertal bei Olang beibehält. Über die Zusammensetzung und die tektonischen Verhältnisse der Zonen der Südabdachung der Hohen Tauern unterrichten u. a. die Arbeiten Staches[1], des unvergeßlichen Teller[2] und des um die Tauerngeologie hochverdienten Löwl.[3] Hiebei ist es für glaziale Verhältnisse weniger von Belang, daß dieselben Gesteinszonen im Westen eine gestörtere Lagerung besitzen als im Antholztalprofil[4] sowie daß die drei granitischen Kerne, welche das Tal an- und durchschneidet, nach Löwl[5] an zwei verschiedenen Spalten in die Höhe drangen, dann zuerst die beiden nördlichen an den Gneiskern der Hohen Tauern gedrängt wurden und dann erst der dritte nachgeschoben wurde. Ebensowenig, daß den Graniten und der Schieferhülle bei engem Konnex und dem Mangel an Lagergängen[6] ein hohes Alter zukomme. Dieses, wie Erstarrung und Zusammenschub mit muldenförmiger Einfaltung der Schieferhülle sind gegebene Tatsache und nicht einmal die ursprüngliche Oberfläche der zusammengeschobenen Gesteinsschichten ist für den heutigen Tal- und Kammbau direkte Ausgangsfläche. Das erkennt man deutlich im Verlaufe der Kammlinie: Schneebiger Nock-Rammelstein, deren Zusammensetzung Löwls Profil gibt. Die Kammlinie weist einen älteren zerstückelten Verlauf und jüngere erosive Einschnitte auf. Wenn auch die drei Granitkerne in jenen Erhebungen bilden, so kommen diese nicht nur nicht ihnen allein, sondern auch den zwischengelagerten Glimmerschiefersynklinalen zu und alle Gipfel ordnen sich einer Abtragsfläche unter, die die ursprüngliche Erhebungsfläche, wie sie aus dem Profile ergänzt gedacht werden könnte, quer durchneidet. Diese Abdachungsfläche ist nur in der Hochfläche Rammelstein-Hochnall, wo sie die »Antholzer Granitmasse« Löwls kappt, intakt vorhanden, steilt sich im Rammelstein auf und geht dann über die Gipfelpunkte zum Schneebigen Nock. Sie ist flacher geneigt als die steiler gewölbte Verbindungslinie der unsprünglichen antiklinalen Stirnen. Sie ist nicht geologisch durch Aufbau, sondern morphologisch durch glaziale Abrasion bestimmt. Es waltet deshalb hier eine weitgehende Unabhängigkeit der Oberfläche vom Bau des Grundgerüstes ob.

Dagegen ist von erhöhter Wichtigkeit, daß der Rieserkern Ausgangspunkt eines radiär angeordneten und damit stark von der geologischen Anlage abhängigen Talnetzes ist, in dem das Antholz-

[1] Stache in Verh. d. Geol. R.-A., 1872, p. 251.
[2] Fr. Teller in Verh. d. Geol. R.-A., 1882, p. 241—243 u. 334—346.
[3] Löwl, Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern. Jb. d. Geol. R.-A. 1881.
[4] Teller, l. c., p. 243.
[5] Löwl, l. c., p. 448.
[6] Teller, l. c. p. 346.

tal die zentrale, größte und am weitesten rückgreifende Talrinne darstellt. Wie dies in anderen Granitkernen der Fall zu sein scheint, haben auch hier die Täler im Wechselkampfe ihrer Einzugsgebiete die Hüllschichten durchsinkend, jene von diesen losgeschält, und, ohne den Kern beseitigen zu können, in ihm feste Wurzeln geschlagen. Demnach erweist sich der Rieserkern für das ganze Gebirge zwischen Klamml Joch und Pustertal, Ahrental und Gsieser Thörl als Stütze der Gratrispen und des Talnetzes als geologischer Faktor ersten Ranges für die Oberflächenfolge älterer und jüngerer Ordnungen.

Der Rieser Kern steigt von Taufers steil als Antiklinale an, erleidet ostwärts eine Senkung, in welcher sich die glazial erodierten Glimmerschieferschollen des Schneebigen Nockes und der Schwarzen Wand als Reste der gewölbten Schieferhülle erhalten haben, erhebt sich neuerdings im Hochgall, um über Almenhorn langsam ins obere Antiklinal-Defreggental abzusinken. Nach den Schilderungen Tellers[1] von ähnlicher petrographischer Beschaffenheit wie die übrigen Tonalitkerne des periadriatischen Bogens ist der Riesergranit ein petrographisch einförmiger Grantit im Zentrum, der beiderseits durch Hornblendeaufnahme von tonalitischen Randzonen begleitet wird und sich an seinen Rändern (besonders Südseite des Hochflachkofels) mit den Gesteinen der Hüllzone mannigfach verschliert.

Die folgende Zone bis zum Pustertal, eine Reihe von Kernen und Synklinalen der Schieferhülle, ist ein isoklines Faltensystem mit Südfallen.[2] Den südlichen Kernen, dem »Zwillingsmassiv« des Hochhorns,[3] einem nach Nord überschobenen Gewölbe, das eine aus Glimmer-, Amphibol- und Chloritschiefer bestehende Synklinale der Schieferhülle vom Hauptmassiv trennt, sowie dem aus Gneisgranit bestehenden »Antholzmassiv« des Rammelsteins, von jenem durch eine von Flasergneiszonen eingefaßte Glimmerschiefer-Synklinale geschieden, fehlen die tälerorientierende Rolle des Hauptkerns. Hat sich dieser das gesamte Talnetz seines Umkreises unterworfen, so vermögen diese z. B. den Verlauf des Antholztales nicht einmal mehr zu beeinflussen, es schneidet sie quer durch. Es verläuft fast gleich breit und geradlinig. Nur dort, wo der zweiseitig unterschnittene Paßtrog der Ruine Rasen den Südabfall des Rammelsteinmassivs vom Phyllit des Schweinberges losschält, stellt sich wieder selektive Glazialerosion ein. Beiderseits durchbrechen junge Tobel das Gehänge und senden ihren Inhalt in Schuttkegelfächern ins Tal. Auch das in isoklin-südfallende Phyllite eingesenkte Pustertal[4] bringt den selektiven Zug der Glazialerosion wieder zum Ausdruck. Dieser erscheint also in der glazialen Herauspräparierung des Granitkernes und in den Längstalstrecken und verschwindet im Quertal oder dem glazialen Abdachungstal.

---

[1] L. c., p. 344 f.
[2] Teller, l. c., p. 243.
[3] Löwl, l. c.
[4] Löwl, l. c.

Für den linken Höhenzug des Tales lernte ich ein so genaues Profil nicht kennen, doch weisen ähnliche Oberflächenformen auf ähnliche Ausgangsflächen wie im Rammelsteingrate.

Tektonisch liegt das Antholztal, an dessen Südrand der Draubruch durchstreicht, im Norden des periadriatischen Randbruches und dessen Auswirkungszone bis zum Tonalitbogen Ifinger, Brixner Granit und Rieser-Intrusivstock im Angesichte des Heranschubes der Dinariden genannten Südalpen und ihrer erosiven Nordgrenze. Aber gerade quer durch den Mündungstrichter des Antholztales streichen die wie zwischen Fingerspitzen zusammengefaßten Westenden zweier östlicher Gebirgszüge. Es sind die spitz nach Westen auskeilenden, glazial abgehobelten und in den Wurzeln bloßgelegten Enden des Drauzuges (Lienzer Dolomiten) und der Karnischen Alpen, womit uns die neueren Untersuchungen von Furlani 1912, 1919 bekannt gemacht haben. Die Triaskalke des Drauzuges bei Oberstall und unter Regensberg am Ausgang des Antholztales haben steiles Nordfallen wie der Draubruch und die im Norden folgenden Phyllite, bzw. das Altkristallin. Ebensolches Nordfallen zumeist haben die im Süden an den Drauzug anschließenden schmalen Streifen des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen, als deren Westpunkt der Kalk des Brunecker Schloßberges unbekannten Alters (Devonischer Riffkalk?) erscheint.[1]

Somit streichen am Antholztal vorüber oder queren es (nach Vetters: Geologische Karte der Republik Österreich, 1933) vier Zonen: der Tonalitzug im Norden mit Marmoreinschaltungen, dann südwärts die Zone der Sedimentgneise, die Zone des Antholzer Gneisgranites und die Sockelgesteine der Gailtaler Alpen und des Karnischen Hauptzuges.

Glaziologische Aufnahme.

1. Umgebung von Olang.

Das Antholzer Tal hat eine südsüdwestlich-nordnordöstliche Richtung, die im unteren Teile mehr gegen Nordosten, im mittleren gegen Norden, im oberen nach Nordosten gerichtet ist. Der vom See im Hintergrunde des Tales kommende Antholzer Bach mündet, nach rechts gedrückt, gegenüber Niederolang in die Rienz. Die Talmündung wird im Osten flankiert durch die von der Rienz durchschnittene Stufe von Gosten, im Westen von der gleichfalls talabwärts gerichteten Stufe von Neunhäusern. Nach Süden, die Rienzfurche querend, setzt sich das Antholzer Tal in eine stumpfe Sackgasse gegen die Dolomiten zu fort. Aus diesen treten in dieselbe zwei Bäche, welche nordwärts sich senkende Schuttkegel vordem aufbauten, die durch einen unregelmäßigen Hügelsaum gestaut wurden. Dieser, von einigen untergeordneten Terrassen begleitet, liegt schon im Süden der Rienz,

[1] R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol 1935, p. 20, 21, 289, 290, 300, 301.

bildet aber sichtlich den unteren Abschluß des Antholzer Tales. Mit ihm haben wir uns zunächst zu beschäftigen.

Geht man von der Eisenbahnstation Olang (1031·6 *m*) westsüdwestlich gegen Ortschaft Niederolang, so passiert man eine horizontale Terrasse mit Ziegelei zwischen Hügeln, deren westliche Ausläufer sich der Schlucht nähern, auf deren linksrandiger Terrasse Niederolang steht. Östlich der genannten Hügel bricht bei Mittelolang der östliche der vorhin genannten Schuttkegel zur Rienz durch und fällt terrassiert zum Flusse ab. Noch weiter östlich folgt ein höherer Schuttkegel mit dem anscheinend komplexen Gebilde der Stufe von Gosten.

Die ersterwähnte horizontale Terrasse bei Olang besteht aus grauem Seeton, der in einer großen Ziegelei abgebaut wird. Er füllt anscheinend den Raum zwischen den Hügeln aus und besteht aus feinem Urgesteinsschlamm, der wohl in der Nähe eines Gletschers, in oder vom Rande seines Zungenbeckens abgesetzt worden sein mag. Der Bahnhof selbst liegt etwas tiefer am Rande einer Terrasse, welche den nordwestlichen der beiden Hügel umgeht.

Der Hügel selbst, 8·5 *m* über der höheren Terrassenfläche aufragend, ist bewaldet und, wie man aus den Lesesteinen sieht, aus einer bunten Menge von Urgesteinsstücken: Gneisen, Schiefern, einem rotbraunen Gestein, Tonaliten, teils in Geschiebe-, teils in Scherbenform zusammengesetzt. Die Tonalitstücke sind spärlich. Der Hügel senkt sich gegen die Bahnschlinge nordwärts und zeigt in einem zugewachsenen Schlipfe auch hier seine moränige Natur, die aus Form und Zusammensetzung bereits wahrscheinlich gemacht wurde. Im Nordwesten sind ihm zwei Terrassen von 3·5 *m* (die obern), 4·5 *m* (die untern) Absatzhöhe angelagert, welch letztere jenseits der Bahn in unregelmäßiger Verbreitung eine größere Fläche gewinnt. Eine 7 *m* hohe und darunter 2 *m* hohe Terrasse umschlingt den Hügel im Norden.

Die bisherigen Angaben machen also wahrscheinlich: Ablagerungsrest eines Zungenbeckensees, mit Moräne und deren Umgehungsterrassen.

Im Südwesten des genannten Moränenhügels überbrückt die Bahn die felsige Schlucht des Furkelbaches. Der Fels reicht zirka 15 *m* über den Bachspiegel empor und erheben sich über diesem, jener eingelagert, zwei Terrassen zu je 2 *m* Höhe. Der Abfall der Felsen nach Norden bildet die Stufe, mit der die Schlucht des Furkelbaches ins Rienztal setzt. Die linke Felsfläche trägt eine Schotterauflage, auf welcher die Ortschaft Niederolang steht. Von hier zieht die später 13·5 *m* hohe Terrasse in Form eines Streifens nach Süden. Über ihr — zirka 15 *m* höher — erhebt sich ein zweiter, gleichfalls links des Furkelbaches gelegener Terrassenstreif, auf den sich der mächtige Schuttkegel von Mitterhof herabsenkt, um mit ihr zu verschmelzen.

Rechts der Bahnbrücke steht gleichfalls Fels an; er steigt bis 25 *m* relativ über dem Bache an und der Bahneinschnitt führt durch

den Ausläufer eines Rundbuckels. An diesen Rundbuckel lehnt sich ein Moränenzug an. Zwischen dieser und der vorigen Moräne bricht die Seeterrasse frei gegen Westen ab. Der Rundbuckel trägt nur wenig Schotterauflage. Die zweite Moräne — der Petersberg — lauft ziemlich parallel der vorigen, ein Beweis, daß die aus dem Antholztale stammenden Moränen hier schon nach Westen umbogen, der Neigung, die auch die Rienz später annahm, folgend.

Hier sei die Bemerkung gestattet, daß die Felsfläche, auf der die Moräne ruht, nennenswert höher liegt als das Zentrum des Zungenbeckens, was wohl schließen läßt, daß im Zentrum die gleichzeitige Gletschererosion stärker war als im randlichen Gebiete der Moränenauflagerung.

Die Moräne des Petersberges erhebt sich zirka 30 *m* über die Fußlinie des Schuttkegels von Mittelolang, den ein früherer Furkelbach an sie schob. Aus ihrer lehmigen Oberfläche treten beim Kreuze Grünschieferstücke mit Quarz und große Tonalitblöcke hervor. Anderseits bricht durch die häufig dünne Lehmdecke die Felsoberfläche des Rundhöckers hindurch, der den Kern des Hügels zu bilden scheint, so daß Akkumulations- und Erosionsbildungen an der Endschwelle des Gletschers zusammenfallen. Die Petersberg-Moräne, welche nach Süden gegen Mittelolang sich wendet, umfassen fast zungenförmig die Ausläufer der oberwähnten Schuttkegel.

Der östliche dieser Kegel, der unter Oberolang, welcher mit dem westlichen in einer seichten Verschneidung zusammentrifft, hat seine Kante nur 6 *m* über dem Bache. Am rechten Ufer dagegen stellt sich ein Kegelrest von 17 *m* Höhe ein. An der Bahn bricht die Terrasse 17 *m* über dem Flusse ab und gibt Raum einer 2 bis 4 *m* hohen Auwaldterrasse. Der Schuttkegelfächer von Oberolang erhebt sich noch 30—40 *m* über das vorige Niveau. Es scheint ihm an der Eisenbahn ein Moränengebilde anzuliegen; das wäre die südliche Fortsetzung der hochragenden Moräne im Norden von der Straßenbrücke an der Säge, welche deutlich einer westlich abfallenden Felsoberfläche aufruht. Diese gehört dem unteren Teile einer heute von der Rienz durchschnittenen Felsstufe an, der gegenüber das Zungenbecken auch hier gesondert eingetieft erscheint.

Bemerkenswert ist ferner, daß die tieferen Schuttkegel, die sich an die Moränen lehnen, im Mittelfelde vorkommen, während die höheren beiderseits nur an den Seitenrändern erhalten sind.

Täuscht nicht alles, so haben wir auf der rechten Seite der Mündung des Oberolanger Baches ein sukzessives Terrassenprofil, entstanden bei sich schrittweise zurückziehendem Eise. Die Kante der obersten Terrasse liegt fast 30 *m* über der Rienz. Obgleich nun der sie aufbauende Bach von Süden kommt, neigt sich der Terrassenrand südwärts und fällt seine Fläche auf kurze Strecke 5 *m*. Diese Aufbiegung der Terrassenoberfläche kann sich wohl nicht auf Rienzwirkung, doch auf einen Moränenkeil, der hier im Rande der Terrasse steckt, beziehen. Wenige Meter tiefer folgt ein zweiter Terrassenabsatz mit derselben, aber schwächeren Aufbiegung des Randes.

Die rückläufige Fläche zum Schuttkegelfuß senkt sich nur mehr 1 *m*. Beim dritten Terrassenabsatz 20 *m* über der Rienz fehlt die Aufbiegung, der Schuttkegelrand ist normal; ebenso beim vierten 15—17 *m* hohen. Man hat den Eindruck, daß in den oberen Stauterrassen Moränenkeile liegen, zur Zeit der unteren Terrassen sich aber das Eis bereits über die heutige Lage der Rienz nordwärts zurückgezogen habe. Die Bewachsung hindert eine genaue Feststellung der Einzelheiten. Der Querabschnitt der Terrassentreppe ist einheitlich, durch den Anschnitt der Rienz erzeugt. In ihm findet sich moräniges Material und eine Quelle über der Brücke, was den Stauursprung der Terrassen bestätigt. Es scheint hier eine absatzweise Anpassung der Aufschüttungen an die Rückzugsetappen des Eises vorzuliegen.

Es ist auffällig, daß die beschriebenen Moränenvorkommnisse von Olang dieselbe Lage innehaben am Ausgang des Antholzer Tales wie die Moränen von Bruneck am Ausgang des Tauferstales. Da das Werk »Die Alpen im Eiszeitalter« jene in die Gschnitzzeit stellt, glauben wir berechtigt zu sein, die Olanger Moränen als Gschnitzmoränen zu betrachten. Demnach wäre das Zungenbecken, in dessen Mittelpunkt das Gasthaus Windschur liegt, ein Gschnitzzungenbecken, und von den Schuttkegeln diejenigen, die sich an die Grenzen der Moränen halten, Gschnitzkegel, die in das Innere des Zungenbeckens eintreten dagegen jünger in bezug auf den Olanger Halt. In dieses Zungenbecken trat auch die Rienz ein und zog die jüngeren Terrassen an sich. Dies dürfte vielleicht unter Ausräumung von Seeton im Zungenbeckengebiet geschehen sein, jedenfalls betrachten wir den Seeton der Ziegelei einerseits als zwischen Moränen erhalten gebliebenen Ablagerungsrest und zweitens als älter als die γ-Jungschotter, aber jünger als die Moränen, da wir denselben ungestört lagernd und kein moräniges Material in seinem Hangenden fanden.

Wir wenden uns damit dem trichterförmigen Mündungsgebiet des Antholzer Tales im Norden zu.

2. Zungenbecken von Windschnur und angrenzendes Talstück.

Die Terrassen der jüngeren Schuttkegel finden wir auch an der Rienz im Innern des Zungenbeckens. An der Brücke, an der die Breite des Wassers zirka 39 *m* beträgt, steht beiderseits 15 *m* hoch Fels an, einer Terrasse, die sich westwärts bald auf 12 *m* senkt und nur eine dünne ($^1/_2$ *m*) Schotterauflagerung zu tragen scheint. Im Süden der Rienz liegen gegen den Abfall des Schotterkegels und die Olanger Moränen zwei Zungenbeckenausfüllungsterrassen, eine im Westen, die andere im Osten. Die eine mit 1 *dm* Verwitterungsschichte, die zweite, 3—4 *m* höhere, die sich bis unter den Bahnhof hinzieht.

Von Norden gesehen scheint zwischen den Olanger Moränen und den angenommenen Moränenkeilen von Oberolang eine durch

den Einbruch der Oberolanger Schuttkegels hervorgerufene Moränenlücke vorzuliegen.

Im Norden der Rienz liegt ein bogenförmiger Riedel, welcher seine konvexe Seite nach Norden kehrt und den Ausgang des Antholzer Tales absperrt. Nach Westen läuft er gegen die Brücke, in der die Reichsstraße den Antholzer Bach quert, in einem Sporn aus, im Osten ist er mit den Moränen verwachsen, welche dem Fuße des Gostener Berges im Norden der Rienz anlagern. Im Süden ist er bogenförmig von der Auterrasse der Rienz unterschnitten, nach Norden senkt er sich sanft gegen die versumpfte Wiesenfläche bei Niederrasen. An seinem Westende setzten beide Flüsse, die ihn respektierten, Terrassen an. An ihm vorüber und über seine Oberfläche, auf der das Gasthaus Windschnur und eine Antoniuskapelle steht — weshalb ich ihn den Antoniusriedel nenne —, führt die Reichsstraße.

Die Oberfläche des Antoniusriedels liegt zirka 13 *m* über der Rienzbrücke, ist abgeplattet, schwach westlich geneigt und besteht aus Geröllen. Sie korrespondiert mit dem zweiten Oberolanger Schuttkegel, der noch ins Zungenbecken eingetreten ist. Nach West fällt er ziemlich breit ab und weist 7—8 *m* unter seiner Kante eine Terrasse gegen den Antholzer Bach zu auf; 2—3 *m* tiefer folgt ein weiteres Terrassensegment; dann findet man noch am Antholzer Bache Terrassenabsätze von 2 *m*, $^1/_2$ *m*, 1 *m* übereinander. Er fällt insgesamt zirka 22 *m* gegen den Antholzer Bach ab. Nach Osten gegen das Gasthaus Windschnur, fällt er 12—15 *m* ab.

Die Rienz-Brückenterrasse bildet nach Osten gerade noch ein Eck, dann folgt die Gehängekehre, in deren Grunde die erwähnte Untergrabungsterrasse liegt. Ihren Rand begleitet noch heute, die Genesis des darüberliegenden Gehänges außer Frage stellend, ein außer Funktion gesetztes Rienzlaufstück von 30—50 *m* Breite.

Der Antoniusriedel ist dicht bewachsen; wir möchten ihn als den spornförmig zugeschnittenen, verschieden hoch abgetragenen Rest einer Zungenbeckenausfüllungsterrasse betrachten.

Der Ausgang des Antholzer Tales ist trichterförmig. Das Steilgehänge des plateauförmigen Schweinberges (1447 *m*) an seiner rechten Seite biegt in einem halbkreisförmigen Bogen talaus; das ähnlich gestaltete Gehänge des Gostenberges an seiner linken Seite biegt von Südwesten nach Süden um. Der Trichter ist in seiner Form und seinen Dimensionen nach dem Zungenbecken proportional. Es scheint also nicht, daß er früheren größeren Gletschern als Ausgang gedient haben könne, da er hiezu zu klein ist.

Im rechtseitigen Trichtergehänge beobachtet man über der Reichsstraßenbrücke moräniges Material: vorzüglich Schiefer in großen Blöcken, dann Tonalite, Kalke, sandiger Grus und Lehm bis zu einer Stufe in 25 *m* Höhe. Dann verfolgt man gut gerollte Tonalite bis 70 *m* Höhe und mehr; es folgt eine Gehängestufe in 120 *m* Höhe, dann steilt sich der Hang in bewaldeten Geröllhalden bis zu einer scharfen Kante auf, oben folgt eine talaus geneigte

Fläche mit Bauerngehöften; sie neigt sich auch zu kantiger Unterschneidung talein.

Ein Gegenstück zu diesem moränigen Gehänge findet sich am linksseitigen Trichterausgang. Die Straße, die über den etwas die 15 *m* Terrasse überhöhenden niederen Teil des Antoniusriedels herüberführt, wird von einer zirka 20 *m* hohen Moräne flankiert, die mit dem Gehänge eine natürliche Furche einschließt. Sie besteht aus Tonalit, Grünschiefer, Phyllit, Kalken mit Kritzen, rötlichem Sandstein und dürfte mit ihrem Firste zirka 50 *m* über dem Rienzspiegel liegen.

Wir haben keine Ursache, dieser Moräne wie dem früheren Vorkommnis sowie der Trichtermündung ein anderes geologisches Alter wie der Olanger Moräne (γ) zuzuschreiben.

Im Nordosten des Antoniusriedels und der zweitgenannten Moräne dehnt sich als erstes morphologisches Objekt der Antholzer Talsohle eine versumpfte Wiesenfläche, das Zeugnis eines erloschenen Seebodens, zu dem sich die Antholzer Talstraße herabsenkt, aus. Angesichts desselben wird man der Frage nicht ausweichen können, ob der Antoniusriedel nicht der Überrest eines in diesen See eingebauten und später von den Talwässern zerschnittenen Deltas aufzufassen sei. So würde sich vielleicht seine sanfte Außenabdachung, der Einschnitt der Rienz im Süden und das Zur-Seite-Drängen des Antholzer Baches erklären.

Der Seeboden ist von olivengrüner Farbe, ihm genähert sind die niederen Terrassen, die den Antholzer Bach talab begleiten.

Nun ist die Talsohle neuerdings verlegt durch die mächtige Schuttkegelschwelle von Ober-Rasen. Sind auch die Kegel nicht so mächtig wie der unter Schloß Kehlburg im Tauferstal, so steigen sie doch nicht minder regelmäßig ab und breiten sich beiderseits aus wie jener. Links ist es der Oberstaller Kegel, dessen Saum von Ober- bis Unter-Rasen den Talbach begleitet, rechts der Doppelkegel von Ober-Rasen—Pfaffing, der einen beträchtlichen Teil des Gehängefußes einnimmt. Zwischen den Stirnseiten der Kegel ist dem Antholzbache nur ein schmaler Einschnitt gelassen, in dem er zwischen den Ortschaften Rasen eine Stufe von 60 *m* Höhe überwindet. Die Kegel kommen aus breiten bewaldeten Gehängenischen des Imberges und nördlich vom Schweinberge, welche das Gehänge lokal ungemein stark unterbrechen, wie es weithin talauf nicht geschieht.

Ich nenne die Schuttkegelschwelle, welche das Tal zum zweiten Mal absperrt, die Schwelle von Rasen. Die beiden Schuttkegelflächen gehen nicht unverletzt in die Talsohle des Antholzer Baches ein. Sie sind nahe derselben von dessen jüngeren Terrassen angegriffen und angeschnitten. Am Oberstaller Kegel hebt sich an dessen Südwestseite der obere Rand dieser Unterschneidung allmählich aus der Talsohle des Seebodens und es hat somit den Anschein, als ob der Kegel mit demselben verschmolzen wäre. Dies kann jedoch deshalb nicht der Fall sein, weil die den Kegel unterschneidende

jüngere Terrasse in den Seeboden eingeht. Es sei daher hier aufmerksam gemacht auf eine offensichtlich scheinbare oder Pseudoverschmelzung zwischen Schuttkegel und Talsohle, wie sie sich an der talabwärts gerichteten oder Leeseite von Schuttkegeln häufig findet. Auch eine Erklärung sei versucht: Der anlandende Schotter des untergrabenden Flusses bricht das ältere Schuttkegelgefüge an der ihm zugekehrten Seite an. Am abgewendeten Gehänge, also der Leeseite, landet der Schotter an, ohne zu untergraben, sei es, daß die seitlich vorübergleitende Strömung zu schwach ist oder die Fläche nicht in der Front, sondern im Rücken ihrer Stoßrichtung liegt.

Der Außenrand des Oberstaller Kegels steigt nun innerhalb des Dorfes empor, aber schwächer als die Kanten des gegenüberliegenden Pfaffinger Kegels. Dieser erhebt sich bis 14 *m* über dem Bache und begrenzt einen Untergrabungsstreif, der in ein Rachelgehänge umgewandelt ist. Die Rachelbildung ist aber zum Stillstande gekommen, und das Gehänge durch eine aus Hutweide und Buschwerk bestehende Vegetationsdecke geheilt. Geringer an Höhe ist, wie erwähnt, der gleichzeitig gebildete und zugewachsene Untergrabungsstreif des Oberstaller Kegels. Beide Untergrabungen rühren von den eingesetzten, hutweidenbedeckten jüngeren Terrassen her, deren es zwei gibt: eine obere 1·5 *m* hohe und eine untere 2 *m* hohe, von denen letztere wieder die erstere untergräbt.

Interessant ist es, das Altersverhältnis der Kegel und Terrassen zu bestimmen. Die genannten Talterrassen können unmöglich älter sein als die Kegel, die sie begrenzen, und etwa als alleiniger Rest einer verschütteten Talsohle hervorlugen, denn man könnte sonst nicht erklären, daß sich der Schuttkegelrand den Windungen der Talterrasse anpaßt. Sie können auch nicht gleichzeitig gebildet sein, da die Schuttkegel unverhältnismäßig mehr Material ins Tal brachten als der Bach, welcher, durch sie gestaut, im Stauungsbereiche oberhalb träge dahinschlängelnd sein mitgebrachtes Material größtenteils liegen ließ. Während der Schuttkegelbildung konnte der Bach in der Verschneidung der Kegel wohl eher nur gehoben worden sein, als durcherodieren. Als jedoch die Schuttkegelbildung vollendet war, konnte der Bach, ohne vom seitwärts andrängenden Material erstickt zu werden, sich an die normale Durchschneidung des neu entstandenen Gefällsbruches machen: so entstand der geänderte Einschnitt mit seiner Sohle, den beiden Terrassen, die natürlich, wie dieser, jünger als die Kegel sind. Daher belud sich der Bach mit Einschnittmaterial, was zu einer kräftigen Ausbildung der kleinen Terrassen führte, die, nachdem sie das Ausgangsprofil der Kegel verlassen haben, allgemach abschwellen, da der Bach die ihm plötzlich aufgebürdete Last nur durch den Gefällsbruch schleppte und dann liegen ließ. Der heutige Bach schnitt in die unterste Terrasse ein, ohne sie wesentlich zurückzudrängen durch nennenswerte eigene Terrassenbildung.

Da nun die Schuttkegel innerhalb des γ-Zungenbeckens liegen, sind sie jünger in bezug auf die Olanger γ-Moräne, aber gleich alt

mit einem eventuell noch aufzufindenden inneren γ-Stande. Der Sprung zwischen den Schuttkegeln und den Einschnitterrassen ist so scharf, daß wir wagen möchten, letzteren als Daunterrassen zu betrachten.

Bezüglich der Wasserfülle des Baches zur Zeit der Ablagerung der eingelagerten Terrasse gibt folgende kleine Beobachtung einigen Aufschluß. Den rezenten Bach sieht man auf eine Strecke reguliert; er hat eine Breite von 6 *m*; nebenan liegt die außer Funktion gesetzte Rinne der natürlichen Lage des Baches von gleicher Breite. Darüber sieht man in der oberen Daunterrasse eine ziemlich konstant 9 *m* breite Trockenrinne; Das Verhältnis der Rinnenbreiten beträgt 1 $^2/_3$. Das ist wohl auch das Verhältnis der Wasserfülle der verschiedenen Zeiten an dieser Stelle. Die Bettbreite ist in beiden Fällen auf einige Erstreckung gleich. Zudem ist es die engste Stelle im Schuttkegeleinschnitt, wo eine Wasserzerteilung ausgeschlossen war.

Die Einbrüche im Talgehänge, aus denen die Rasener Schuttkegel kamen, führen sich nicht auf eine lokal weiche Gesteinsschicht zurück. Dieselben Gesteine treffen wir nach der geologischen Karte von Europa weiter im Norden und im Süden. Es ist eine morphologische Ursache für die beiderseitige Tobelbildung heranzuziehen. Die Begleitkämme weisen gerade über den Tobeln Sättel auf, welche den Schweinberg und den Gostenberg nach außen abschnüren. Wir werden diese Sättel später vielleicht als Ausweichstellen des überquellenden Eises kennenlernen. Für jetzt genüge, auf das Zusammenvorkommen von Sattel und Tobelbildung, der sich vielfach findet, hinzuweisen.

3. Die Talebene bis Salomonsbrunn mit dem angrenzenden Gehänge.

Bei Oberrasen erreicht man einen versumpften, ziemlich gleichmäßig breiten Talboden, durch den der Antholzer Bach und seine Nebengerinne ruhig dahinziehen und der auf eine Erstreckung von mehreren Kilometern Länge um nicht 10 *m* steigt. Es ist wohl der vertorfte Boden eines erloschenen Talsees, der die ganze untere Hälfte des mittleren Antholztales bildete, durch die Rasener Schuttkegel aufgestaut und durch den nachträglichen Antholzer Bacheinschnitt zum Teil abgezapft wurde. An vielen Punkten springen am Fuß des Gehänges Quellen hervor; ein meist dünner Schuttkegelsaum begleitet ihn.

Das Gehänge zu beiden Seiten des Antholzer Baches trägt den Stempel der Längs- und Quergliederung. Einerseits sieht man über der Talsohle rechts und links annähernd gleich hohe Wandstreifen dahinziehen, der Länge nach. Sie tragen in ihren gelegentlich unruhigen Umrissen, in der Abstumpfung und Zerbröselung der Felsköpfe nach oben, in dem Klüftungsfurchennetz der isolierten Wandflächen, in der Einnistung von Bäumen und gelegentlichen Überwucherung von Wald, in der stellenweisen Zuschrägung und Ausgleichung des Gehänges, in den Bändern kegelförmiger Schuttmassen

an ihrem Fuße die Anzeichen der Verwitterung. Daneben durchschneiden sie der Quere nach eine große Anzahl von Schluchten, welche in Einzugstrichtern oder Karen hoch oben im Gehänge der Begleitkare wurzeln und den ursprünglich wohl kontinuierlichen Felswandstreifen zerteilen.

Wie man in der Geologie bei ungestörter Lagerung der Schichten von der höheren sagen kann, daß sie jünger und später abgesetzt ist als die tiefere, so vermag man auch bei morphologisch abgegrenzten Terrainteilen ihre gegenseitige Bildungsgeschichte wohl festzustellen.

Besonders deutlich ist dies am Oberrasener Schuttkegel ersichtlich. Der große sich ins Gehänge hinauf fortpflanzende Einzugstrichter ist jünger als der der Talsohle benachbarte Gehängestreif, den seine Mündung und die Spitze des Schuttkegels schneiden. Wir leiten dies aus folgendem ab: Zur Zeit, als der Gletscher das Tal erfüllte, konnte der Schuttkegel nicht vorhanden gewesen sein; wir finden auf seiner unverletzten Oberfläche keine Spur von Moränenauflagerung. Der Schuttkegel ist jünger als das Gletschertal und nachträglich in dieses eingesetzt. Zum Gletschertal gehört jedoch auch der untere Wandstreif oder Gehängestreif, das Gletscherufer. Also ist dieses früher gebildet als der Kegel. Der Kegel fließt aus einer Nische, einem Tobel, welcher vor dem Abfluß der Schuttmasse nicht oder nicht im heutigen Umfang existiert haben kann; also ist der Tobel oder ein Teil desselben gleichzeitig gebildet mit dem Kegel und beide jünger als der Wandstreif.

Im Norden dieses Oberstaller Kegels ist das Gehänge schluchtkanneliert und treiben die Schluchten um so höher ihr Einzugsgebiet, je höher das Vertikalausmaß des Gehänges steigt. Dann folgt auf fast 1 *km* Länge ein geschlossener Wandstreif und dann fünf größere verschieden hoch reichende Seitenschluchten bis zum Langeggtal.

Auf der rechten Talseite ist das Gehänge regelmäßiger von kürzeren Schluchten zerteilt, die hier und dort von größeren Schluchtkörpern unterbrochen werden. Dabei ist der basale Wandstreif in Gehängefazetten aufgelöst, die ihren felsigen Charakter besser bewahrt haben, als ihr größtenteils bewaldetes Gegenüber. Die einzelnen Wandflächen enden nach oben schild- oder kopfförmig, wobei ihre Verbindungslinie trotz unbedeutender, der Verwitterung zuzuschreibender Unregelmäßigkeiten einheitlich talauswärts gerichtet zu ergänzen ist. Es ist hier eine der Talsohle parallele Gehängelinie in den Pfeilerköpfen angedeutet. Es ist wohl die abbröckelnde und schluchtdurchsetzte Trogwand der Olanger γ-Moränen. Das System von Querschluchten konnte sich erst bilden, nachdem das Eis von der Trogwandung gewichen war. Ein Zeugnis der Abbröckelung ist der zum Teil waldbedeckte Schuttkegelsaum, der, jünger als der ältere γ-Trog, gleichzeitig gebildet worden sein mag wie die Rasener Kegel.

Wir betrachten noch ein Detail am rechten Rande des Oberstaller Kegels, dessen Grenze dem Fuße des Gehänges entlang zieht.

Hier kommen vom Gehänge eine große Anzahl kleiner Kegel herab, deren zugewachsene Runsen zum Teil als Holzriesen benutzt werden. Zwischen ihnen steigen steil gegen den Rand des großen Schuttkegels vier einzelne Moränenwälle herab, die unter dem rechten Rande des Oberstaller Kegels verschwinden. Auch hier liegt durch einfache Überlagerung der Beweis des Jüngerseins des Schuttkegels gegenüber den Uferbildungen des Gletschers vor. Wir finden die tonalitische lehmige γ-Moräne, die wohl nur ein Äquivalent der Olanger Moräne sein kann, als Gehängedecke dem Schuttkegelrand entlang bis zu seiner Spitze; in dieser selbst führt ein isolierter Moränenhügel eine Teilung herbei und deutet zugleich eine Verbreiterung der Gletscherbreite im Oberstaller Querprofile an. Dieser aus der Umschüttung isoliert aufragende Ufermoränenrest (1212 *m*, 120 *m* über Tal) liegt unmittelbar westlich des Gehänges Oberstall.

4. Das höhere Gehänge zwischen Oberstall und Langegg.

Im Moränengupf von Oberstall haben wir einen Anknüpfungspunkt für die Gehängemoränen gefunden. Unsere Absicht ist es, denselben weiter zu verfolgen.

Erreicht man in nordnordöstlicher Richtung den Zaun, welcher das Wiesengehänge des Kegels vom bewaldeten Steilhang trennt, so stößt man auf das verbreiterte untere Ende einer mächtigen, bewaldeten Tonalitmoräne, aus der vielerorts moosbewachsene Geschiebe hervortreten. Das Steilgehänge mißt 35° und endet an einem moosbewachsenen Trümmerkopfe, an dem die Moräne Wallform annimmt und ein ausgesprochener Kamm beginnt. Sie bildet bemerkenswerterweise die Grenze zwischen dem Antholzer Tal und dem hier noch nicht allzu steil abfallenden Tobel des Oberstaller Kegels. Erst bildet der Kamm der Ufermoräne eine horizontale Stufe, dann steigt er unter einem Winkel von 25° an, dann verbreitert er sich etwas, setzt einige Kuppen auf und türmt sich bei 1360 *m* als moosbewachsene Trümmerspitze empor. Nun nimmt seine Neigung ab, es gesellen sich seiner Innenseite (Westen) eine Moränenleiste, 7 *m* unter seinem Firste, eine zweite noch 5 *m* tiefer hinzu, die in gleicher Weise ansteigen. Die höhere Leiste steigt dann zur kammbildenden Moräne an, bildet mit ihr eine seichte Verschneidung und verschmilzt mit ihr zu breitem Kopfe. An der Vereinigungsstelle erhebt sich ein erratischer Block, ein 4 *m* hoher Tonalitobelisk. Man trifft die Moräne noch bis 1400 *m* und darüber; weiter oberhalb tritt der Tonalit zurück, von einer Stelle noch sieht man die Moräne 12 *m* hoch der Schieferfelswand auflagern, dann tritt diese Felswand, welche, im obersten Gehänge des Oberstaller Tobels befindlich, diesem zugekehrt ist, in den Grat und bildet von nun an diesen. Damit verlassen wir diese Moräne, welche ihren kammbildenden Charakter verliert und ins Westgehänge eintritt.

Es drängt sich nebenbei aber unwillkürlich die Frage auf, ob die Rasener Schuttkegel in der Talsohle eine Felsstufe verhüllen?

Wer den eben beschriebenen Moränenkamm emporgestiegen ist, wird den Eindruck gewinnen, eine Stufe vor sich zu haben. Denselben Eindruck gibt der Anblick des Gehänges und die Karte. Im selben Querprofil finden wir noch eine zweite Stufe, im Bergabfall des Lutterkopfes, 2144 *m*, nach Süden. Die Talsohle, die auf der 4 *km* langen Strecke zwischen Oberrasen und Salomonsbrunn um nicht 10 *m* sich erhebt, fällt talabwärts auf nicht 3 *km* um fast 100 *m*. Es sei daher die Vermutung ausgesprochen, daß zwischen Ober- und Unterrasen eine durch Schuttkegel maskierte, obigen Betrag kaum übersteigende Felsstufe eventuell als taleinwärts verlegte Talmündungsstufe in Betracht zu ziehen ist. Da die Olanger γ-Moränen mit benachbarten Moränen nicht in Verbindung standen, entfällt die Notwendigkeit, sie hier als Konfluenzstufe zu erklären, sondern eventuell als Nachwirkung einer früheren Stufe, für die obiger Erklärungsgrund zuträfe. (Auch ein Stufendurchschnitt ist möglich.)

Da die beschriebene Moräne bis Oberstall herabreicht, möchten wir sie nicht von der dortigen Moränenkuppe und den Olanger Moränen trennen. Nur wird es fraglich, ob die verschwindenden Moränen von Oberrasen unter dem Schuttkegel nicht die Bekrönung der vermuteten Felsstufe bilden.

Wir hätten demnach im Längsprofile folgende größere morphologische Vorkommnisse:

Olanger Moränen.

Eingesetztes Rienztal mit Felsschlucht.

Antoniusriedel.

Wanne eines erloschenen (vielleicht Felsbecken-) Sees (am Fuße einer angenommenen Felsstufe).

Schuttkegelschwelle von Rasen (vielleicht eine Felsstufe deckend).

Rasener Gletscherstand (Inner-γ; von Schuttkegeln zum Teil verhüllt).

Im Gehänge verlaufende Ufermoräne des Olanger Standes.

Von dort, wo die beschriebene Ufermoräne in den Hang tritt, bildet der schieferige Fels, der in einer Wand nach Südost abfällt, den Grat. Er ist trümmerreich, ähnlich gewölbt wie die Moräne und steigt, durch kleine Wandabsätze gegen Osten gegliedert, an. Erst in 1650 *m* erscheint wieder, nachdem seltene Tonalitgeschiebe darauf vorbereitet haben, neuerdings Moräne. Sie bildet nur auf kurze Strecke den Kamm und schwenkt in seichter Furche sich mit dem Gehänge verschneidend flach in dieses ein.

Der neue Wall unterscheidet sich von der unteren Ufermoräne auffällig; erscheint dort die Bodendecke aus Humus, Moos- oder Waldboden bestehend als lockerer Überwurf, durch den die Oberfläche der Moräne in ihren Einzelheiten zutage tritt, so ist die Vegetationsdecke hier kompakt, der Wall einförmig regelmäßig, ein Hervortreten der einzelnen Blöcke nicht mehr kenntlich.

Und nun geschieht folgendes: nachdem die Moräne — der angegebene Charakter dauert in ihrer ganzen Erstreckung an —

kurz den Kamm zusammengesetzt hat, bricht sie ab, wie ein Faden abreißt. Die Ursache dieses Abbrechens ist klar: es greift ein kelchförmiger Teil des Erosionstrichters des Tobels, an dessen Rand wir emporsteigen, in den Grat ein. Vermuteten wir vordem im Gebiete des sporadischen Auftretens der Tonalite den Abfall eines Bruchstückes der Moräne über den anrückenden Erosionsrand, hier sind wir darüber belehrt, daß ein Erosionsrand quer in ein geologisches und morphologisches Vorkommnis eingriff und ein Stück davon abschnitt. Daraus schließe ich, daß der obere Rand des Erosionstrichters nach Ablagerung der Moräne eine Erweiterung erfahren hat, also jünger ist.

Oberhalb dieser Stelle setzt die Moräne am Gehänge wieder ein, ist auf zirka 15 *m* vollkommen horizontal und breit und schließt mit dem Gehänge im Osten eine 7 *m* tiefe Gehängefurche ein. Ihren Innenabfall begleitet wenige Meter tiefer ein zweiter paralleler Moränenkamm. Die obgenannte Furche erweitert sich nun zu einer versumpften Nische, aus der eine Quelle kommt, die die Moräne durchbricht. Dann streicht der Doppelwall, durch Randfurchen gegliedert, auf längere Erstreckung einheitlich dahin. Nun stellt sich ein kräftiger Moränenbach ein, der zwischen beiden Wällen dahinfließt und versumpfte Erweiterungen verbindet. Dann kreuzt die Moräne ein Fahrweg, der nunmehr der durch die Moränen geschaffenen Staffel folgt. Die Hauptmoräne wird nun ebener; sie tritt bis 15 *m* hoch so weit vom Hang ab, der gleichzeitig zurückweicht, daß eine zirka 15 *m* breite und 70 *m* lange lanzettförmige Furche entsteht, die vordem ein See erfüllte. Eine scharf abgegrenzte, braungrüne, schwankende Mooswiese mit dem darunter befindlichen Torflager erfüllt das Seebecken bis zu seinem südlichsten Zipfel. An den Rand der Mooswiese schließt sich eine schmale graugrüne Schilfzone an, endlich das nur mehr 10 *m* lange Südende des Sees, $^1/_2$ *m* tief von klarem Wasser erfüllt, mit von hellgrüner Algenschicht bedeckter Sohle. Der Abfluß bohrt sich unterhalb eines Moränensattels seinen Weg zum früher genannten Bachlauf.

Oberhalb des Seebeckens verwächst die Moräne mittels Sattels mit dem Gehänge, senkt sich dann etwas und bricht gegen eine Mulde ab. Aus dieser Mulde kommt ein Moränenquell, dessen Furche die Moränenwälle durchbricht. Weiter oberhalb tritt die Moräne zurück und der Weg schneidet den Schutt des Hanges an. Unmittelbar darauf erscheint die an Tonalitgeschieben reiche Moräne neuerdings; dann folgen drei kleine Felsköpfe, an welchen sie ansetzt.

Wir befinden uns hier über der Alpe Raut 1637 *m*, nach welcher der Ansatzpunkt zu 1720 *m* Höhe bestimmt wurde. Von hier steigt ein Moränenwall steil zur Alpe Raut hinab, deren Terrain aus Moräne besteht.

Wir vermochten diese Ufermoräne vom Tobelrande bis über die Rautalpe zu verfolgen. Sie liegt ungefähr in der Mitte des Gehänges zwischen Lutterkopf und Talsohle, zirka 630 *m* über dieser. Rechnen wir hinzu, daß diese von unbekannter Tiefe her aufgeschüttet ist, so werden wir eine solche Gletschermächtigkeit wohl

nicht dem bei Olang endenden Gletscher zuschreiben können; sie erscheint für einen solchen zu groß. Die Höhe von 1720 *m* ist jedoch anderseits zu hoch, als daß wir uns diese Moräne zur Würmeiszeit abgesetzt denken könnten. Zudem sind noch folgende morphologische Merkmale ins Auge zu fassen. Die Moräne liegt an der oberen Grenze des Steilgehänges. Weiter oberhalb beginnt eine Verflachung des Gehänges. Sie unterscheidet sich zudem durch die oben erwähnten Merkmale von den anderen Moränen, die in tieferen Horizonten das Gehänge durchziehen. — Alle diese Umstände bestimmen uns, diese Moräne eher als Bühl- denn als Gschnitz- oder Würmmoräne zu betrachten.

Das beschriebene Moränengebiet liegt im Gehängewald. Durchblicke durch denselben gestatteten Visuren nach dem rechten Talgehänge. Wenn man deren Lage so wählt, daß sie quer zur Achse des Tales gerichtet sind, so trifft man einen durch Pfeilerköpfe markierten Gehängehorizont an der rechten Talseite in 1400 *m* Höhe, welcher unserer früher erwähnten γ-Moräne der Lage nach entspricht; dann weiters eine überaus scharfe Kante, die unserer Moräne von 1650 bis 1720 *m* entspricht. Wir müssen vermerken, daß die oberen Grenzen des Gletschertales auf der linken Talseite durch Ufermoränen angegeben werden, auf der rechten Talseite durch Felsränder, die wir genötigt waren, als obere Kanten von Trogwänden anzusehen. Wir erkennen zudem, daß die Ausbildung des Troges vom Gesteinscharakter abhängig ist; in weicherem Gesteine sind seine Formen unbestimmter, die Wände weniger steil, nicht einheitlich schroff wie im Zentralgneis und zudem häufig vom Walde bedeckt.

Im Profile von Rasen herrscht zwar der breite Querschnitt des alpinen Troges, aber die Trogwand ist zumeist nicht felsig, sondern bewaldet. Auf der rechten Seite findet man zahlreiche Schuttplätze durch den Wald blicken, welche aus dem Abfall der Felsaufragungen, die der Trogwand angehörten, hervorgingen. Die Trogwand ist durch Schluchten in schildförmige Pfeiler aufgelöst, die stellenweise zurücktreten und sich im Walde verbergen, anderorts als felsige Trogwandstücke aus diesen hervorlugen (so über dem zweiten gegen das Gehänge gerichteten Straßenbug nördlich von Oberrasen; hier unterscheidet man auch deutlicher einen nur 50 *m* hohen Trogrand unter den zwei oben erwähnten). Im allgemeinen ist im Schiefergebiete der γ-Trog zu einem felsarmen Steilgehänge abgewittert.

Wie die γ-Moränen besitzen auch die von uns als β-Moränen so angesprochenen einen »Abschwung« im Querprofil von Oberrasen. Auch die Begleitkämme brechen hier im Lutterkopf, 2144 *m*, links und Hochnall, 2112 *m*, rechts ab, gegen die Sättel von Imberg und Regensberg. Dies erweckt den Anschein, als ob hier eine höher gelegene ältere Talöffnung vorläge, die weiter im Norden sich befindet als die heutige Talöffnung von Olang. Wir werden für diese Eventualität später noch eine gewichtige Beobachtung mitteilen können. Bewahrheitet sich diese Annahme, dann ist das γ-Quertal

länger als das β-Tal, da dessen Gletscher früher nach rechts umbog. Demnach würde sich das γ-Quertal noch in jenem Teil der β-Talsohle fortsetzen, in dem dieses bereits Längstal geworden ist. Trifft dies zu, dann ist wohl eine Revision unserer Vorstellungen über den Talmündungsbau der Quertäler erforderlich. Doch wollen wir den Beobachtungen nicht vorangreifen.

Wenn das Bühleis des Antholztales vor dem Pustertaler Eise nach rechts abgebogen sein soll, so konnte es nur über den Sattel von Regensberg nach Westen geschehen sein. Dieser besitzt in der Tat das Ansehen eines einige hundert Meter über dem Tale gelegenen Trogstückes mit merklichen Rändern. Die den Ausgang des Antholztales flankierenden Vorberge von Gosten und Schweinberg, 1447 *m*, wären dann alte Talsohlenreste, die erst durch Einmündung eines jüngeren Tales und dessen Umschneidung zu Bergen wurden. gelegen am Buge des angegliederten Tales.

Wir kehren zu unseren Beobachtungen zurück. Im Norden jenseits der Felsköpfe, an welchen die Bühlmoräne ansetzt (p. 348), taucht die Moräne neuerdings hervor und steigt sehr schwach an. Dies zeigt, daß die Oberfläche des Gletschers, welcher die Moräne absetzte, auf dieser Strecke sehr schwach geneigt war. Die Moräne zeigt leichte Schwankungen vor den Mulden des darüber aufragenden Gehänges, die daher älter sein müssen in bezug auf die Zeit des Absatzes der Moränen. Erscheinen diese an die Gehängenischen angepaßten Schwankungen teils als Schwellen, teils als ausgeprägte Wälle, so erhebt sich kurz vor der Alphütte Neuhütten, 1873 *m*, der Wall plötzlich besonders deutlich. Jene streichen an und unter Neuhütten mit scharfem Rasenkamm durch und reichen an den rechten Gehängevorsprung. Die Lage des Doppelwalles bei 1873 *m* ist uns ein weiterer Grund, daß wir es nicht mit einer Würmmoräne zu tun haben.

Wenn wir von Neuhütten quer zum Gehänge zirka 50 *m* emporsteigen, gelangen wir zu einer Schwellung des Gehänges von stark verwitterter Form. Dieser Moräne läuft eine zweite benachbart parallel. Und nun tritt ein, was zu erwarten war: Dort, wo die Moräne den Kamm erreicht, der von Kote 2204 *m* nach Nordwesten zieht, biegt sie um. Ich verfolgte sie bis 1920 *m*, sie dürfte bis 1950 *m* reichen. Die linke kammbildende Ufermoräne des westlich unter dem Durakopfe gelegenen Kares dürfte hier verschmolzen sein mit der linken Ufermoräne des Bühlhauptgletschers.

Und damit ändert sich die Situation. Das bisher beschriebene Längsgehänge bricht an einer Kante ab, an dem Durakopfkare und dem von ihm ausgehenden, das Gehänge durchschneidenden Langeggquertale.

5. Durakopfkar und Langeggquertal.

Und nun folgt in dem Kare, das sich nun öffnet, Wall auf Wall. Es sind das jene Trümmermoränenwälle, lose überwuchert von Gesträuch, Krummholz und Moos, wie sie Urgesteinsgebieten

eigen sind. Diese Blockwälle erfüllen die ganze Sohle des breiten, aber seichten Kares aus, dessen Umrandung zirka 150 *m* über die Waldgrenze emporreicht und dessen Umrahmung sonderbarerweise kein ausgesprochen glaziales Gepräge trägt (Verfallszustand).

Dieses Kar trug auch zur γ-Zeit seinen Gletscher. Denn die frischen Blockwälle, welche es erfüllen und bis über den Weg herabreichen, können wir nicht anders als γ-Moränen betrachten, da die Schneegrenze um zirka 600 *m* tiefer als heute lag, daher unter dem Durakopf das nordwestexponierte Kar schnitt. (Zur Daunzeit lag die Kulmination des Einzugsgebietes unter der klimatischen Schneegrenze.) Der größte Teil des Karraumes scheint sich mit der Ausdehnung des γ-Gletschers zu decken. Es hat den Anschein, als ob er in ein β-Gehänge eingesenkt worden wäre.

Welche Rolle dies Gebiet unter dem Durakopf zur Würmeiszeit gespielt hat, können wir nicht ohne weiteres angeben. Es ist möglich, daß an dieser Stelle eine seichte Mulde, wie es das Durakar ist, auch in den Stadialzeiten eingetieft worden ist, was eine geneigte Hochfläche, die die Würmeiszeit hinterlassen hätte, zur Voraussetzung haben könnte.

Was nun die Ermanglung der typischen Karform anlangt, so findet man insoferne Attribute des Kares, als eine (wallbddeckte) Sohle vorhanden ist, hufeisenförmig umrahmt von einem Gehängestücke stärkerer Neigung; eine einfache Gehängenische entbehrt doch der flachen Sohle. Allein der Felssaum, den wir in der Umfassung jedes Kares zu sehen gewöhnt sind, die Karwand, tritt hier gänzlich zurück. Die Kammlinie, die das Kar umgibt, ist von rundem Querschnitte, berast und zum Teil bewaldet: hier erblicken wir sonst gewöhnlich einen Felsgrat oder Schuttkamm. Es widerspräche dem Begriffe eines Kares, eine Mulde ohne Felseinfassung als solches anzunehmen. Und doch haben wir Moränen, die unzweifelhaften Zeugen von Gletscherakkumulation. Wir könnten nur so formulieren: es lag hier ein Gletscher, welcher die Mulde, aus der er floß, zu einem Kare nicht umgestaltet hätte. Zu dieser Annahme ist keine Veranlassung vorhanden. Dagegen ist wahrscheinlich, daß die Schneegrenze zu nahe der Kammlinie lag, so daß ein Kar von nicht besonders kräftigen Formen ausgebildet wurde, welche der Verwitterung leichter anheimfielen Diese Annahme wird zur Gewißheit, wenn wir im Gehänge näher nachforschen. Da ragen aus den Felstrümmern kurze Felswände auf, die sich als wohl nichts anderes als der zerstückelte Saum einer früheren Karwand ergeben. Die abgewitterte γ-Karwand würde sehr wohl mit der verwitterten Trogwand bei Oberrasen übereinstimmen. Außerdem mußten wir bei einer heutigen Schneegrenzlage von über 2700 *m* eine bereits in Verwitterung übergegangene Karform in der Höhenschichte unter 2270 *m* feststellen.

In einer Entfernung von zirka 15 *km* vom Hauptkamme stoßen wir auf eine hochgelegene Sohle, in einer Höhenschichte von 1200 bis 1600 *m* auf Tobelbildung, in einer Höhenschichte von 1900 bis 2200 *m* auf die Reste eines verwitterten Kares.

Man muß letztere Erscheinung festhalten, um beispielsweise die Talformen unter dem Rammelstein, die, scheinbar fluviatile Erosionstrichter, mit glazialen Formen gar nichts zu tun haben, zu verstehen.

Das Langeggtal, welches beiderseits von auf längere Erstreckung ziemlich horizontal hinlaufenden Kämmen begrenzt wird, weist noch an der Langeggalpe moräniges Material uud einen einem Troge nicht unähnlichen Charakter auf, dann überwiegt die scharf eingeschnittene Talschlucht, die den Gefällsknick des Seitentales zum Haupttale durchschnitten hat. In den Talausgang schieben sich zwei bewaldete Wälle vor.

Wir müssen uns noch einmal der Betrachtung des Talgehänges im Westen des Lutterkopfes zuwenden, um einen Vergleich zwischen den höheren und tieferen Etagen des Gehänges zu ziehen. Diese vorhin vermerkten — am gegenüberliegenden Talgehänge in gleicher Weise vorhandenen — Schluchten sind, soweit sie durch die γ-Trogwandung schneiden, schmal, soweit sie auf das oben von der der Bühlzeit zugewiesenen Moräne begrenzte Gehänge übergreifen, breit, trichter-, tobelförmig; lassen sie unten Pfeiler zwischen sich, sind es hier schmale Kammteile; es scheint das höhere Gehänge stärker und tiefer gegliedert und die ältere Form auf Riedelreste und Kammlinie reduziert. Dies Verhalten der das Troggehänge gliedernden fluviatilen Schluchten scheint darauf hinzuweisen, daß vielleicht zwei Systeme ineinandergelagerter Schluchten, ein Post-β- und ein Post-γ-System, zu unterscheiden sein werden. Ersteres greift tiefer in das Gehänge ein, letzteres scheint jenem angegliedert. Nur in einzelnen Fällen, so gegenüber Niedertal, greift der Tobel auch in das γ-Gehänge ein und entsendet er einen großen Kegel zu Tal. Das Beobachtungsmaterial in diesem Punkte ist noch zu wenig umfangreich, um zu entscheiden, ob die tiefere Gehängegliederung ein fast absolutes Überwiegen der Rinnen, die höhere ein solches der Tobel beweist; ist dies wirklich der Fall, dann hätten wir wohl ein Maß dafür gegeben, daß ein höheres Tobelsystem bei einer höheren Erosionsbasis zur Ausbildung kam, das sich beim Sinken dieser in ein tieferes Rinnensystem fortsetzte. Breite und Tiefe der Tobelbildung würden dann einen weiteren Fingerzeig für den Grad der Zerstörung, den bestimmte Vertikalabschnitte des Gehänges erfahren haben, abgeben.

Im Norden des Ausganges des Langeggtales zeigt das Gehänge wieder die bekannten Anrisse. Sie gehören dem unteren Teile einer dreieckförmigen Fläche an, die sich nach oben zu einem Kopfe aufsteilt. Dieser bildet das äußere Ende eines schmalen, zwischen zwei Quertälern gelegenen, vom Durakopf nach Nordwesten ziehenden Kammes. Er ist schmal, bewaldet und zwischen den Isohypsen 2100 *m* und 1800 *m* auf eine Erstreckung von $1^1/_4$ *km* anscheinend horizontal.

Der genannte Kopf, über dem auf der Karte die Bezeichnung Osta-Wald steht, zeigt ein charakteristisches Querprofil: er ist oben abgeplattet, dann beiderseits mit trogartigen Wänden versehen, aus denen das Gehänge anschwillt, um dann neuerdings trogförmig abzufallen. Wir haben hier in der Waldzone ein Kammende zwischen einstigen Gletschertälern, wie es charakteristisch ist für Kammenden zwischen Gletschern. Denkt man sich das Kammstück um mehr als 2000 *m* in die Höhe versetzt, des Pflanzenwuchses beraubt, mit Schutthalden und Fels versehen, so würde man ein dem Hörnli im Zillertal nicht unähnliches Seitenstück erhalten. Es ist dieselbe Form in gleicher morphologischer Position, nur eine Gebirgsetage tiefer und durch Pflanzenwuchs maskiert. (Beides sind Gratenden zwischen Eisströmen, durch deren Zuschliff sie ihre charakteristische Gestalt erhalten haben.) Den vorhandenen Ansichten über das Hörnli vermögen wir uns allerdings nicht anzuschließen. Wir wollen jedoch mit unserem Erklärungsversuche warten, bis andere Anschauungen, für die wir Beobachtungen beibringen, in der Natur nachgeprüft und Berücksichtigung gefunden haben.

Im tieferen Gelände findet man Moränen mit Wiesenflächen. Der vom Eisatzmauertale kommende Bach mündet an seinem Ende ins Haupttal mit einer 10 *m* tiefen, in bezug auf die γ-Zeit jüngeren Schlucht; darüber folgt ein von Moränen bedecktes Gehänge, die dem Tal entlang ziehen, und eine stufenförmige Schwelle.

Über Salomonsbad wird der Trog mit dem Tonalitgestein, das hier einsetzt, ausgeprägter; die Trogwände sind besser erhalten, doch sind auch sie stark durchgewittert. Man unterscheidet deutlich einen tieferen und einen höheren Felswandstreifen.

6. Das Talstück Bad Salomonsbrunn-Mittertal.

Dieselbe kräftigere Ausbildung zeigt die Trogwand von Niedertal; am besten gelangte der γ-Trog wohl im Querprofil der Kirche Niedertal zur Entwicklung; er hat eine Tiefe von über 300 *m* und den bekannten, deutlich hervortretenden unteren Steilabsatz von 50 *m*. Seine Tonalitwandung durchfurchen Rinnen in Abständen von 10—30 *m* Entfernung und zirka 5—8 *m* Tiefe; aus ihnen treten Schutthalden hervor. Die Zergliederung der Trogwand in Pfeiler ist daher bereits vollendet; im obersten Teile findet sich die rundliche Umbiegung der Trogwand zur Schulterregion.

Nun folgt ein großer Schuttkegel, der aus dem Quertälchen im Norden des Rammelsteins heraustritt.

Der nördliche Grenzkamm dieses Tälchens endet nach abwärts in mehreren Pfeilern, die nach unten durch den γ-Trog abgestutzt sind, außerdem im Drittel ihrer Höhe eine Unterstufe tragen. Von der Spitze des Pfeilers weg nach oben ist der Kamm völlig zugeschrägt.

Weiters folgt, gleichfalls auf der rechten Talseite, ein Kamm, der dem kundigen Auge vielleicht die Souveränität, mit der die

Gletscherwirkung die Geländegestaltung beeinflußt hat, leicht erkennen läßt. Der Grat ist vollkommen verkümmert, zuunterst zeigt er die γ-Abstutzung, dann folgt das unterschnittene Gratendköpfl, darüber ein welliges Terrain, das in eine Muldung übergeht.

Der folgende Quergrat zeigt dreifache Felsabstufung und ist oben dreifach gekerbt. Dann folgt im Abfall des nächsten Kammes bis 1600 *m* die Trogwand, die ich als Gschnitztrog angesprochen habe, darüber hoch emporsteigend eine unten beraste, oben bewaldete konkave Anschlifffläche, dann die wenig geneigte zurückweichende Gratlinie zur Sattelspitze. Die Südseite dieses Grates besitzt drei schöne an Länge wachsende Rinnen, die in südöstlicher Richtung das Gehänge aufschließen.

Es macht den Eindruck, als ob die Höhenlage und Gestalt der kurzen Querkämme im Nordnordwesten von Niedertal beeinflußt wären durch Massenströmungen, die von der Südseite der Sattelspitze ihren Ausgang genommen hätten. Wir glauben, im Norden von Niederhütten uns noch im Nährgebiet, im Gebiete des Zusammenströmens der Firneismassen der Bühlzeit zu befinden, während im Querprofil des Rammelsteins bereits eine weitere Verengung des Gletscherbettes nicht mehr erfolgt sein dürfte. Dagegen scheint das Ende des Würmnährgebietes auch viel weiter talauswärts (im Süden von Rammelstein, Amperspitz) gelegen gewesen zu sein, das der Gschnitzzeit viel weiter taleinwärts und relativ tiefer.

In der Talsohle erwähnenswert ist eine außer Funktion gesetzte versumpfte Flußrinne des Antholzer Wassers, welche 30—40 Schritte breit, sich genau an den Südostrand des Kegels von Niedertal schmiegt. Beim Kartenpunkte »In der Aue« hat der regulierte Bach eine Breite von 3·75 *m*, ein außer Funktion gesetztes benachbartes Bachbett mißt mit eingesetzten Inseln 20 Schritt Breite, verschmälert sich jedoch sofort unter Steigerung des Gefälles. — Bis Niedertal ist der Talboden fast vollkommen horizontal; gewiß dehnte sich von Oberrasen bis hieher ein See aus. Die heute die Talsohle bildende Terrasse hat eine Höhe von 4 *dm* über dem Bache. — Die Sohle des bei Olang oder Rasen endenden letzten Talgletschers liegt tiefer; wie tief unter der aufgeschütteten Talsohle, vermögen wir nicht anzugeben. An den Rändern dieser Talbodenstrecke quillt an sehr vielen Stellen kristallklares Wasser von graugrüner Farbe, dem ein ansehnlicher Forellenreichtum zukommt, hervor; oft kommt das Wasser aus Schuttkegeln in flachen Tümpeln. Häufig sind randliche Moränenreste, von Schuttkegeln überschüttet und daher schwierigerer Umgrenzung.

Bei Niedertal beginnt mit einer neuen Reihe von Schuttkegeln eine Strecke der Talzuschüttung von seitwärts. Der Schuttkegelsaum ist größtenteils auf die rechte Talseite beschränkt, der Bach ziemlich ans linke Talgehänge gedrängt. Dieser hat in die Schuttkegelreihe einen Einschnitt gelegt und den Saum der rechten Reihe auf bis 15 *m*, den der linken bis 8·5 *m* Höhe entblößt. Nach abwärts ziehen die Schuttkegel in eine Talbodenterrasse ein, welche sich jedoch in

den Einschnitt zwischen den Kegeln hinauszieht und hier als 2·5 *m* hohe Terrasse erscheint; unter ihrer Kante liegt eine zweite, nur $^1/_2$ *m* hohe Terrasse über dem Bache. Dieser fließt heute in ziemlich ausdruckslosen kleinen Windungen durch das Terrassengebiet.

Man wird kaum umhin können, diese Schuttkegel als gleich alt mit den Rasener Kegeln zu bezeichnen.

7. Das Talstück Mittertal—Antholzer See.

Die Region der Quergrate unbestimmterer Ausprägung hörten an der Rumpfler Almhütte auf. Hier beginnen rechts und reichen bis zum Tale des Klammbaches drei Pfeiler, die kräftigeres glaziales Gepräge an sich tragen. Der in Talausneigung befindliche obere Rand der drei Pfeiler, bis zu welchem der Wald reicht, scheint den oberen Bühltrogrand zu bedeuten. Der erste der Pfeiler ist leistenlos; der zweite besitzt in seiner Mitte eine schmale talauswärts geneigte Leiste. Ihr oberer Rand umfing die nunmehr nachgesenkte und aufgeschüttete Sohle des Kleinweißkares. Der linke Rand des β-Kares — wie wir die weitere Mulde bezeichnen möchten — ist auch mehr talausgekehrt wie das (obere) γ-Kar. — Der dritte Pfeiler talauswärts endlich besitzt eine viel breitere Leiste. Man könnte sie vielleicht der γ-Zeit zurechnen, wenn nicht eine trogförmige Nische sie unterbrechen und abschneiden würde. Sie liegt anscheinend etwas höher als die vorige und ist breiter. Wir finden im Seitengehänge der Hauptgletscherbahn den Einfluß der Seitenkare ausgeprägt; wir beobachten das Entstehen und Auftauchen einer seitlichen Schlifffläche als Seitenbahn eines Gletschers. Die Fortsetzung dieser breiten Schlifffläche der Rumpfleralpe, 1663 *m*, liegt über dem Ende des Pichleitner Kammes; sie erscheint hier nicht mehr als Schlifffläche, die einen höheren Kamm seitlich unterschneidet, sondern sie quert hier bereits den K a m m r ü c k e n. Ihr Rand ist durch einen Aufschwung des Kammes bezeichnet, vielleicht die Sohle des Bühlfirnfeldes des über die breiten Lehnen des Hochhornes gespannten Gletschers, der sich weiterhin von der Hochflächenentwicklung der heutigen Kämme herab in das Pfeilergehänge zu drängen suchte und uns auch bereits unter dem Rammelstein auf jene Gehängekonkave wies, die als Kehlung über dem von uns als Bühltrogrand angenommenen Gehängesteilabfall erscheint und über den steilwandigen Stadialtrog den Anfang der geringeren Gehängeneigung nach oben hin bezeichnet.

Der Eindruck, daß das höhere Gehänge im Nordwesten von Mittertal einem älteren Gletschergebiete angehört, das mehr südsüdöstlich talauswärts gerichtet ist, während die ostsüdöstlich es gliedernden Querfurchen jünger, also nachträglich eingesetzt worden sind, erfährt eine gewisse Bestätigung durch folgende Beobachtung: Man sieht nämlich hoch oben im Süden der Sattleite anknüpfend eine Ufermoräne beginnen, sie quert parallel zum Kammverlaufe das obere Gehänge unter Kote 2356 *m*, einen Gipfel, von dem wir

glauben, daß er wie der Durakopf seit der Gschnitzzeit aus einer Felsform in einen berasten Pfeiler übergegangen ist. Die Moräne weist Plaicken auf, ist häufig durch Trichter zerschnitten, läuft unter der Grente-Alpe hindurch, geht dann deutlich auf einen Vorgipfel über und bricht vor der Rammelsteinschlucht ab — wir möchten sagen ähnlich ab, wie die Bühlmoräne der Rautalpe am Oberstaller Tobelrand. Diese Moräne beginnt nahe bei 2100 *m* und reicht bis zirka 1850 *m*. Sie streicht diagonal durch das Gehänge in der Flanke eines höheren Gletschergebietes, unbekümmert um die heutige Geländeform, die von ihr aus abwärts, deutlich von der heutigen Talsohle abhängt. Wir betonen dies, da wir später Moränen treffen werden, die in strenger Abhängigkeit von diesem tieferen Gehänge und seinen Quertälern stehen. Von letzteren unterscheidet sich die Moräne der Grente-Alpe durch ihre Höhenlage wie die angenommenen γ- und β-Moränen unter dem Lutterkopfe. Sie zielt in jene Gehängekonkave unter dem Rammelstein, die wir vorhin als Bühlgehänge bezeichnet haben. Den mittleren Teil des östlichen Rammelsteingehänges vermochten wir nicht zu besuchen. Wir können daher auch nicht angeben, ob sich die Fortsetzung der genannten Moräne hier nachweisen läßt oder ob sie verstürzt ist; jedenfalls dürfte sie nicht mehr das Ufer des alten Gletschergebietes behaupten, das auf einen Zufluß des Rammelstein-Nordkares, der um die Ostseite dieses Gipfels schwenkt, übergegangen sein dürfte.

In der Talsohle beobachtet man am Nordrande der großen rechtsseitigen Schuttkegel ein moränenartiges Gebilde. Es befindet sich im Westen der Straßenkapelle, im Süden von Mittertal, könnte aber auch, am Ausgang des Grabens vom Sattlspitz gelegen, der umschnittene Rest eines älteren Schuttkegels sein. Trotzdem möchten wir das dichtbewachsene Vorkommnis, abgesehen davon, daß wir Reste älterer Schuttkegel, umflossen von diesen hier, nicht nachweisen konnten, in Verbindung mit mehreren anderen Moränen, die mit ihm ein wohlumgrenztes Zungenbecken abschließen, als Moräne betrachten. Vermöge ihrer Form, Anordnung und ihrer Zusammensetzung unzweifelhafte Moränen finden wir im Norden und Ostsüdosten von Mittertal. Wir zählten am Fuß des rechten Talgehänges zwischen Mittertal und dem Weg, der zur Bergeralpe emporführt, neun diagonal zum Gehänge angeordnete, schwach gebogene, parallele Wälle, mit talausgekehrten Enden aus Tonalitgeschieben aufgebaut. Ihre Höhe ist mit 1250 *m* kaum zu tief gegriffen. Sie bilden die rechte Flanke des Zungenbeckens von Mittertal, in dem die Schuttkegel mehr zurücktreten und Raum zur Entwicklung der Talterrasse gewähren. Ihr vorgeschobenster Posten ist der einzelstehende Wall bei Pichleitner. Der erste der genannten Wälle ist vom Schuttkegel durchbrochen und geteilt, der zweite ist durch ein Haus bezeichnet, ein dritter mit einem kuppigen Vorsprung liegt 100 *m* über dem Tal, hat zu diesem dicht bewachsenen Abfall, ein vierter kleiner Wall ist von den Schuttkegeln durchbrochen, weitere Wälle mit Schuttkegeln untermischt, vielfach von Bauernhöfen aufgesucht, er-

strecken sich bis zum Graben mit dem Klammbach-Wasserfall. Im Aufschlusse bei einem Neubau sah ich Tonalite und Schiefer eingebacken in eine dunkelgraue fettige Lehmlage mit Spuren von Kritzen. Ähnlich beschaffen (bis auf die Schieferbrocken) sah ich die Grundmoräne, nicht allzuweit vom heutigen Eisrande. — Zwischen dem γ-Stadium von Mittertal und Olang liegt eine Talerstreckung von 11·5 *km*. Man wird die Terrainkonfiguration der begleitenden Kämme für diesen großen Unterschied in der Längenerstreckung des γ-Stadiums in Betracht ziehen dürfen. Die Zahl Zehn dürfte wohl das Minimum der von diesem Stadium rechsseitig abgesetzten Wälle darstellen.

Demgegenüber beobachtet man links, gleichfalls benachbart einem größeren, aus dem Knebelsteintälchen kommenden Schuttkegel, eine Reihe stattlicher, an den Gehängefuß gehefteter Moränenwälle desselben Stadiums, die wir bei der Besprechung des östlichen Talprofiles von Mittertal anführen wollen.

8. Das linke Talgehänge von Eisatzmauer bis Mittertal.

Das dem Langeggtale nächstfolgende Eisatzmauertal ist, überhöht vom Amperspitz, das längste der linksseitigen Quertäler. Es bricht gleich jenem in schluchtdurchsetzter Stufe zum Haupttale ab. Diese Stufe überhöht rechtsseitig die wenig geneigte moränenbedeckte Fläche mit den Gehöften Raut, welche sich als eine besonders ausgeprägte Fortsetzung einer auffälligeren Leiste des linken Talgehänges erweist. Dann folgt ein Tobel, der mit deutlichem Rande das Gehänge durchschneidet, unten verschmälert, nach oben verbreitert und bis 2000 *m*, zu einer daselbst den Bergabfall unterbrechenden kurzen Hochfläche, reicht. Von ihr geht ein schmaler Gehängeabfall zur Talsohle, der durch drei fast horizontale Kantenstücke geteilt wird. Sie schneidet an einem schmalen Graben, der nach unten zu in eine Rinne ausgeht, ab. Dieser hält keine Verbindung mit einem kleinen Graben, der vom Ampertörl kommt und an jenem Hochflächenstücke rechtwinkelig zum Eisatzmauertale umbiegt. Im folgenden erstrecken sich zwei dreigliedrige Trogpfeiler zu beiden Seiten des Manntales bis zum Knebelsteintälchen.

9. Das Gehängeprofil Mittertal-unbenannte Alpe.

Um den Bestand an Gehängemoränen möglichst genau an einem talaufwärts gelegenen Punkte festzustellen, untersuchten wir die Umbeugungsstelle des Antholztales im Osten von Mittertal. Da diese Begehung manche Überraschung bot, sei es gestattet, näher auf dieselbe einzugehen.

Geht man von Mittertal ostwärts über die Brücke des Antholzbaches, so stößt man jenseits eines Gehöftes bald auf den berasten und bewaldeten Abfall eines mächtigen Walles, dessen horizontaler Kamm senkrecht zum Talgehänge verläuft. Er besteht aus Tonalitgeschieben. Er bildet mit seinen beiden außerhalb gelegenen Nach-

barn den linken Flügel der Moränen im Umkreis des Mittertaler Zungenbeckens. Der Pfad folgt der Innenseite der Moräne und erreicht seinen First zirka 100 *m* über Tal (in 1336 *m* Höhe). Er tritt nicht nur horizontal vom Gehänge vor, sondern endet vor dem Talabfall in einer Kuppe. Der Außenabfall der Moräne ist völlig glatt, nur nach oben zu treten einige pfeilerförmige Falten unter der straffen Rasendecke hervor. Wo die Moräne an das Gehänge stößt, bildet sie einen Sattel; zirka 27 *m* darüber erreicht man den obersten, dem Hang parallel laufenden, aus den äußeren Moränen hergeleiteten Moränenwall, der sich ziemlich horizontal talein erstreckt.

Wir verlassen diese Moräne und bewegen uns im Hange über dem erstgenannten Gletscherraum. In einer Höhe von 212 *m* über Tal (1448—1460 *m*) erreichen wir neuerdings den Kamm eines ausgeprägten Moränenwalles; er zieht sanft geneigt dem Hang entlang, besteht aus Blöcken, darunter viel Tonaliten, ist bewachsen mit Heidelbeergesträuch und Moosen, jungen und großen Lärchen und Fichten. Er ist 5 *m* breit, die Wölbung etwas mit eingerechnet und durch 1 *m* Randfurche vom Gehänge getrennt. Später schärft er sich zu und erhebt sich in einer Kuppe 4 *m* über dieses. Die Randfurche ist eingeschüttet mit Schiefertrümmern des Gehänges. Ein Zaun kreuzt die Moräne, der Weg erreicht sie bei einem Gatter. Unmittelbar darauf bricht die Moräne vor einer kleinen Querfurche, die sicher jünger ist, als der Absatz jener, ab; jenseits desselben setzt sie sich in gelinder Neigung wieder fort.

Wir bewegen uns neuerdings außerhalb der Moräne am Berghang und erreichen in 300 *m* (297 *m*) über Tal, d. i. zirka 1550 *m*, eine dritte als Gehängeschwellung entwickelte Moräne. Sie neigt sich unter 20—25°, ist, etwas die Wölbung eingerechnet, 6 *m* breit. Ihr Aussehen ist ausgeglichener; gegenüber den unteren treten nur mehr wenige Blöcke hervor, so daß die Oberfläche der Moräne fast glatt ist und die Randfurche zugewachsen erscheint; von Höhlchen findet sich keine Spur mehr. Ihr Anstieg zeigt eine Stufe an, die heute im Tale nicht existiert. Es sei erinnert: seit ihrem Absatze pflügten zwei gesonderte Gletscher zu verschiedenen Zeiten in zwei gesonderten Etagen das Tal. Da die nächsttiefere Moräne horizontal verläuft, scheint es fast, als sei eine Talstufe an dieser Stelle zugrunde gegangen, durch spätere Ereignisse zerschnitten worden. Die Höhe der hübschen Moräne bezeichnete zur Zeit meiner Anwesenheit ein Waldstreuschober.

Es liegt nahe, daß wir die drei staffelförmig dem Gehänge angelagerten Moränen von je zirka 100 *m* Vertikalabstand mit dem Mittewalder, dem Rasener und dem Olanger Halt des γ-Stadiums parallelisieren. Dem Olanger Gletscher käme dann eine Maximalmächtigkeit von 300 *m* zu, wenn wir es wagen, die gesamte Taltiefe dem Olanger Gletscher als Mächtigkeit zuzuschreiben. Eine Verfolgung der zweiten (212 *m*) Moräne zeigt jedoch, daß sie nicht nach Rasen geht, sondern in einem Endmoränenbogen gleich außerhalb der ersten (100 *m*) Mitterwalder zu Tale setzt.

Schreiten wir über die dritte Moräne empor, so treffen wir zirka 105 *m* höher bei zirka 1650 *m* eine ausgesprochene Längsschwellung des Gehänges, die wieder fast horizontal verläuft und 5 *m* unterhalb von einer zweiten nur 1 *m* hohen begleitet wird. Wir vermuten in ihr das erste Paar der β-Moränen. — In der Höhe von 1696 *m* begleitet eine köpfchenreiche Wallstufe den Hang.

In 1705 *m* Höhe erreicht man das Gatter, welches das moränige Almterrain unten begrenzt, aus diesem steigt, 78·5 *m* über dem früheren Walle, in 1728·5 *m* Höhe ein steil niedersetzender, 8 *m* breiter Wall empor, zirka 8 *m* höher ein zweiter. Die Höhe der unbenannten Alphütte, die am oberen Rande des moränigen Terrains steht, bestimmte ich zu 1782 *m*. Eine obere beraste Moränenkuppe schließt diese Wallgruppe nach oben ab. Wir möchten dieses Moränenterrain in die Bühlzeit stellen.

Über demselben setzt Wald mit Steilgehängen ein und aus diesem ragt bei zirka 1850 *m* eine Trogwand, etwas weiter im Osten mit Moräne geschmückt, hervor. Noch 100 *m* höher, in zirka 1950 *m*, erhebt sich ein neuer Trogwandkopf; an ihm erst erfolgt der Hauptbruch im Gehänge; darüber weicht dieses almbedeckt und rundbuckelbesetzt in weitem Bogen zurück, wie einem großzügigen, weiträumigen Tale angehörig, das hoch über den bisher betrachteten Gehängeetagen hinwegzuschweben scheint.

Der Wert dieser Beobachtungen liegt darin, daß wir strenge Ufermarken von Gletscherständen durch Moränen nachweisen können und all die genannten Moränen den Stadien anzugehören scheinen. — Dies ist die Moränentreppe von Mittertal; sämtliche Moränen ruhen auf teils felsigen, teils verwitterten restlichen Trogwänden und Trogrändern auf. Hievon kann man sich teils an Ort und Stelle, wo man meist nicht weit zu suchen hat, um den Felskern und die Felswand, der die Moräne aufsitzt, zu finden, teils vom gegenüberliegenden Gehänge aus der Gegend der Sattelscharte oder der Bergeralpe überzeugen, von wo aus das Gehänge sich in Trogwandstreifen mit aufruhenden Moränen zerlegt.

10. Talsohle zwischen Mittertal und Antholzer See.

Beim Stampferbad verläßt man das kleine Zungenbecken von Mittertertal und betritt ein neues Schuttkegelgebiet, welches den Raum bis zum Antholzer See ausfüllt und die Talsohle um 400 *m* bis 1642 *m* hebt. Der erste Kegel tritt von der Schwörz an der rechten Talseite ein; vom Gehöfte Brugger an stammen fast alle Kegel von links. Sie drängen den Seebach vom See bis Brugger fast ganz an die rechte Talseite und verleihen der Talsohle eine Neigung talabwärts und eine zweite gegen Nordwesten. Der Seebach ist in zwei, drei und einen Meter hohen Terrassen in sie eingeschnitten.[1]

---

[1] Die 3 *m*-Terrasse folgt erst weiter unterhalb. Eine dritte kleine Terrasse ist der eingelagerten 1 *m*-Terrasse eingesetzt.

Der erste der großen linksseitigen Kegel kommt aus dem Grüblalpental. der zweite kleinere aus dem Tälchen der Kugelalpe, der dritte, größte aus dem Graben im Nordwesten der Rothen Wand; er ist weit nach Westen verzogen. Auf ihn trifft, nachdem die beiden kleinen Kegel aus dem Steinsgerfeld- und Wildgallkare den Talbach nur lokal und unbedeutend vom Gehänge abdrängen konnten — die Asymmetrie der Kegelbildung auf beiden Talseiten erklärt sich aus der Gesteinsverschiedenheit von Tonalit und Schiefer —, der Tonalitkegel des Hochtales der Riepenscharte. In der Furche zwischen beiden fließt der Seebach; beider Kegel Ostseiten randen den See, der sich zwischen ihnen ausspitzt.

Mit Rücksicht darauf, daß sich diese Kegel innerhalb der obersten γ-Moränen von Mittertal befinden, rechnen wir sie — einschließlich der kleinen Kegelreihe der Staller Alpe im Osten des Sees — der nächsten Aufschüttungsperiode, der Daunzeit zu. Der Kegel der Wörer-Huber-Alpen leitet sich wahrscheinlich aus dem Daungletscher des Rothe-Wand-Grabens her. Aus seiner Oberfläche vermochten wir nirgend Moränenvorkommnisse auftauchend festzustellen. Solche finden sich aber am nördlichen Kegel, sowohl an seinem westlichen Rande wie an der Austrittsstelle aus dem Hochtale, so daß der See in der Hauptsache von Schuttkegeln gestaut ist, die die engsten — wenigstens gilt das vom nördlichen Kegel — Beziehungen zu Moränen — wir können sie nur der Daunzeit zurechnen — aufweisen. Da die Moräne 7—8 *m* über dem Seespiegel liegt, mag sich auch schuttkegelmaskierte Moräne am Seestau beteiligen. Wir möchten daher den See nicht als vollkommen reinen Schuttkegelsee bezeichnen.

Die Oberfläche des nördlichen Schuttkegels entbehrt der Glätte des südlichen. Er tritt aus breiter Öffnung zwischen den δ-Moränen der Talöffnung als Schuttstrom der jüngeren Daunzeit hervor, Auf seiner Oberfläche reihen sich Längswälle, welche ein solches Haufwerk von wohlgerundeten Moränenblöcken darstellen, daß man im Zweifel sein mag, ob es sich nicht um wirkliche Moräne handelt, wenn nicht Parallelismus, gleichmäßige Höhe, gerader Verlauf, die Trennung und schnurartige Durchziehung durch Schotterterrassen zeigen würde, daß es wohl eine fluviostadiale, murenartige Ablagerung einer verschluppten und geschlämmten Moräne darstellt. In ihm möchte ich das aufbereitete Mittelstück der durchbrochenen Daunmoräne erblicken, deren Seitenflügel am Gehängefuße kleben.

Beide Schuttkegel treten am See-Ende in Berührung. Ihre Rasenkante bricht zirka 3 *dm* über dem Seespiegel ab; talabwärts findet sich noch die erwähnten höheren Staffel.

Die Umrandung des Sees ist verschiedener Art und Gestalt.[1] Im Westen sind es die stauenden Schuttkegel, deren Flächen sich zum Seespiegel senken. Dann folgen die steilabfallenden gekerbten

[1] Als Schuttkegelstausee bereits durch Löwl: Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern, J. d. Geol. R.-A. 1881, p. 449, erkannt.

Trogwände beiderseits, im Norden und Süden, im Osten endlich der Schuttkegelsaum vom Staller Sattel. Der See ist fünfeckig, verbreitert sich nach Südwesten und ist am breitesten dort, wo die Enden der stauenden Schuttkegel an das Gehänge anschließen. Nahe der Verbindungslinie dieser Punkte dürfte auch die größte Tiefe gelegen sein. Der Hohlraum, den das Seewasser ausfüllt, ist nicht das Zungenbecken eines Gletschers, wie etwa das Gebiet von Mittertal, denn in seinem Abschlusse fehlte der Moränenbogen. Der Gletscher der Daunzeit, der vom Hochgall kam und bis 1600 *m* herabreichte, war an seinem Ende nur mehr schmal und bog nach rechts zur Seite. In diese Zeit fällt wohl, durch den Gletscher und den ihm entgegenwachsenden Schuttkegel von Süden bestimmt, die Bildung des Sees. In der jüngeren Daunzeit wurde der Seeumriß gefestigt, als die Gletscherzunge ein Schuttkegel ersetzte, der über seine Grenze hinausgriff. Der Seehohlraum ist der nahe der Talwurzel gelegene unverschüttete Rest des γ-Troges; seine größte Tiefe bildet angenähert die Minimaltiefe des γ-Troges unter der heutigen Talsohle und zugleich wohl auch das Maß der Mächtigkeit der Staukegel. Die teilweise Verquickung von Moränen und Staukegeln finden wir auch in der Schwelle von Rasen, die in ähnlicher Weise den an seinem Saume schuttkegelarmen See ob Rasen spannte. Die Position des Sees ist gegeben durch beiderseits rinnenarmes und daher wenig schuttführendes Steilgehänge, das in einem Falle einem Pfeiler, im anderen dem unteren Steilabsatze eines seichten Hochkares angehört, seine obere Grenze bestimmt ein Schuttkegelende, sein unteres die quer zur Talachse hervorbrechenden Staukegel.

Der See liegt also im infolge örtlicher Faktoren nichtzugeschütteten Teile des γ-Troges und wurde vermutlich zur älteren Daunzeit zuerst gespannt. Seither hat seine Spiegelhöhe Schwankungen durchgemacht, von denen sich folgende mit einiger Deutlichkeit feststellen lassen. Am Westrande bemerkt man die Kanten der Kegel zirka 3 *dm* über dem Wasserspiegel. Der Gegensatz der Bewachsung lehrt, daß seit dem Stau eine Senkung in diesem Betrage erfolgt sein dürfte. Hier wie an den kleinen Deltas der einmündenden Bäche bemerkt man zudem zwei sublakustre Schutterrassenniveaus zu 1 *dm* und zu 3 *dm* unter dem Seespiegel. Letztere Terrasse ist im Bereiche der Bäche stets ein breiter feinsandiger bis grusiger Streifen. Er entwickelt sich an der Bachmündung am Nordufer gegenüber der Restauration zu einem unterseeischen Delta, das jedoch auch der Spuren von Vegetationsresten entbehrt. Es ist 1—2 *dm* tief. Ihm eingesenkt eine bis 6 *dm* tiefe, schwarze, etwas durch Humusbestandteile aufgeschwemmte unterseeische Rinne, die wohl zu einem tieferen postdaunen Seeniveau leitet. Auch am Ostende des Sees finden wir an der Einmündung des Baches wieder 1 *dm* und 3 *dm* unter dem Seespiegel Schuttleisten, ebenso eine rasenbedeckte Terrasse von 3 *dm* Höhe über dem Wasser. Bestätigt wird dieser Befund auch am übrigen Seerande an den Einmündungsdeltas. Besonders breit ist die 3 *dm* Unterseeleiste am Nordufer des

Sees. — Der große, in eine versumpfte Wiesenfläche übergehende östliche Schuttkegel der Staller Alpe zeigt dieselben bereits vorhin erwähnten langen Schuttkegelschnüre. — Am Südufer finden wir dem großen Staukegel einen kleinen Schuttkegel folgen, dann folgt Steilufer mit kurzen zirka 5 *m* hohen Wandabsätzen aus Schiefer, deren Abfall sich auch unterseeisch fortzusetzen scheint.

Zu beiden Seiten der eben besprochenen Talsohle dehnt sich die Trogwand, die wir vorhin als γ-Trog bezeichneten, zweistufig aus. Sie erscheint als Pfeileranschnitt in der gesamten rechts- und linksseitigen Pfeilerreihe, mit denen die Bergmassen in der Talsohle wurzeln. Zwischen ihnen liegen Kare, deren Ausgänge teils hoch über der Wandung hängen, teils zu Hochtälern vereinigt, sie mehr oder weniger tief durchschneiden. An der linken Talseite, wo die jüngere Gletscherbildung entwickelter war, sind es Schluchten und Gräben die das Gehänge gliedern.

Hiemit wenden wir uns der Hochregion zu und beginnen die Betrachtung der höheren Etagen des Geländes mit dem höchsten Teile der Umrahmung, der

11. Bergflanke zwischen Staller Sattel und Schwarzer Scharte

der der Hochgall, Wildgall, Magerstein u. a. angehören.

a) Das höhere Gehänge zwischen Staller Sattel und Riepenscharte.

Im Norden des Staller Sattels enthält das heute eisfreie Kar im Süden der Jägerscharte Daunmoränen. Ihm vorgelagert ist der isolierte Felspfeiler Kl. Mandl (2592 *m*), welcher durch erosive Kräfte lospräpariert ist. Er bildete früher den östlichen Eckpfeiler eines hohen kararmen und schluchtenreichen Felsgehänges, das sich von hier westwärts bis zum geräumigeren Kare zwischen Alpenspitze und Gr. Ohrenspitze zieht. Dieses Felsgehänge ist durch eine große Zahl scharf eingeschnittener Tonalitfelsschluchten in hochemporstrebende Felsrippen aufgelöst, nur zu oberst heftet sich an die Ohrenspitze ein kleines Kar. An der Basis mildert sich die Neigung des zum Teil von begrünten Schutthalden eingenommenen Gehänges, zu unterst erscheint der durchschluchtete und im Abfallraum bewaldete Felswandstreif des γ-Troges, den im Osten der Staller Alpen-Schuttkegel schräge abschneidet.

Im Westen bricht das Felsgehänge an einer im seichten Bogen von der Großen Ohrenspitze zu Tal ziehenden Felskante ab; es folgt ein an diese Kante angeschlossener querlaufender Felswandstreif, welcher die Ostgrenze des Alpenspitzkares und seines tieferen Gehänges bildet. Die schutt- und moränenerfüllte Hochfläche dieses Kares, das sich zwischen der Großen und Kleinen Ohrenspitze ausspannt, wird nur wenig vom rückwärtigen Felsgrate überhöht. Dagegen bemerkt man in der linken Wandbegrenzung deutlich den Unterschneidungsstreifen des Daungletschers. Die rechte Karschneide,

welche von der Kleinen Ohrenspitze ihren Ausgang nahm, ist gefüllt, so daß der Karrand frei hängt über dem tiefer erodierten Nachbartal unter der Riepenscharte. Die polygonale, weitgebreitete Sohlfläche des eisfreien Kares schließt an seiner Schwelle ein Daunmoränenzug ab. Er gehört, wie wir aus analogen Verhältnissen im Nachbartale schließen müssen, der jüngeren Abteilung der Daunmoränen an; der ältere Daungletscher reichte noch aus dem Kar in die Nische des mittleren Gehänges herab, seine Endmoränen vermochten wir nicht zu sehen, vielleicht sind sie im Steilgehänge verstürzt. Doch unterscheidet man in der Nische zwischen dem Karsaum und dem oberen Rande des basalen γ-Troges im Rasengehänge grau verwitterte Schuttanhäufungen, die in kleinen Parzellen Moränenform annehmen.

b) Das Hochtal unter der Riepenscharte.

Schreitet man vom westlichen Teil des Antholzsees zum nördlichen Schuttkegel, so erblickt man denselben aus dem Südausgang des genannten Hochtales austreten, wie erwähnt, beiderseits flankiert von an den Hang geklebten Moränenresten. Sie können als nächste Moränenstufe über den γ-Moränen von Mittertal in zirka 1650 *m* Höhe doch nur dem Daunstadium angehören. Sie sind links 7 *m* hoch, erscheinen rechts und ziehen sich 100—150 *m* über Tal. Die 3 *m* hohe Terrasse des Schuttkegels, die ihrem Innenrande anliegt, zieht auch in ihren Innenraum, ist also jünger, und da bewaldet und sonst bewachsen, in die obere Stufe des Daunstadiums zu stellen. An die linke Lehne des nun folgenden Steiltalgehänges geschmiegt, folgt nun die obere Daunmoräne, seit kurzem entwaldet und vom Zickzack des neugebauten Weges zur Barmerhütte durchschnitten. Dieselbe innere Daunmoräne ist auch am rechten Saume des Hochtales breit entwickelt. Sie stammen aus zwei Karen, von denen das nordwestliche, zwischen Wildgall und Hochgall eingebettete und in der Schwarzen Scharte gegen die Nordabdachung des Gebirges geöffnete das größere ist und heute noch den kleinen Schwarzen Gletscher birgt, während das kleinere, steilere, mit dem Wege, zur Riepenscharte leitet, welche der nördlich gelegene Patschergletscher zur Zeit seines höheren Standes einfach nach Süden überfloß. Es ist die vierte Gletscherbifurkation (mit der frührezenten Aletschbifurkation am Merjälensee die fünfte), die mir auf meinen Wanderungen begegnet ist, stets an den Enden von Granitkernen: So im Jaloveztale an der Westseite der Liptauer Alpen im Weißwassertal an der Ostseite der Hohen Tatra; am Saleinazgletscher an der Nordostseite der Montblanc-Gruppe. Das radiäre Abfließen der Eismassen an den Schmalseiten der Granitkalotten hat sich im Laufe der Zeit vertieft und ist nunmehr durch Taleinschnitte festgelegt. Der Bifurkationswinkel, gewöhnlich um 90° betragend, ist hier am Patscherkar und der Riepenscharte auf zirka 140° gewachsen. Die Sachlage hat hier, von den Größenverhältnissen abgesehen, die größte Ähnlichkeit mit dem

Saleinazgebiet, was Exposition, Anordnung und Zeit der Eisablenkung, die in beiden Fällen noch in der Daun- und frührezenten Zeit merkbar ist, betrifft.

Die schuttbedeckte Zunge des heutigen Schwarzen Gletschers umgibt sich mit einer nur schwach entwickelten frührezenten Moräne, von der eine gleich dieser hellgraue Moränenhalde ziemlich tief herabreichend ausgeht. Über dem Firnsaum finden wir auch hier am Wildgall und Hochgall den charakteristischen Steilwandgürtel, welcher den untersten Teil der Felswände abschneidet. Er findet sich auch in dem dem Riepenkare zugekehrten Westabfalle der Kleinen Ohrenspitze, indem er regelmäßig alle Pfeiler unten abstutzt.

Die Riepenscharte, welche den Ohrenspitzgrat vom Hochgall abgelockert hat, besitzt noch eine zweite Ähnlichkeit mit dem Glacier d'Orny über dem Saleinazgletscher. Auch hier erhebt sich im breiten geräumigen Schartenabfall ein mehrfach merkwürdiger Pfeiler, den wir gleichfalls doch nur als den Sockel des letzten Felsturmes, der der Eisüberflutung des Grates standhielt, betrachten können. Frührezente Ufermoräne, die dann unter die Nordwestseite der Kleinen Ohrenspitze umbiegt, bildet die Schneide des Sockels und frührezenter Moränenschutt beiderseits des langgestreckten und an seinen Seiten schliffgeglätteten Felsriffes geht auf die Südseite der Scharte über.

Ich habe nun dieses Felsriff, dann die Felsflanke des Wildgalls, den östlichen Felserker des Hochgalls über der Riepenscharte, den Westabfall der Kleinen Ohrenspitze und den Grat, der von dieser zum Antholzer See führt, in zweierlei Hinsicht ins Auge gefaßt, einerseits die Klüftungssysteme festzustellen versucht, welche die Wandgliederung bedingen, anderseits gewisse mehr horizontale Einschnitte, welche die Wandfläche durchlaufen, beobachtet.

Die Pfeilerbildung im Tonalit zeigt eine gewisse Regelmäßigkeit. Es sind Spitzpfeiler, von Türmchen bekrönt, teils rauher, teils von Kluftflächen gebildeter Wandungen; hervorgehoben von oft nicht in unregelmäßigen Abständen eingesenkten steilen, auf den Schattenseiten von Schneeadern durchzogenen Felsschluchten, deren Ausschmelzungsstreifen bei besonnter Lage an der hellen Farbe kenntlich ist. Es sind dieselben Pfeilerformen, ob man sie an den Südgraten der Ohrenspitzen oder dem Wildgall ins Auge faßt. Zuunterst abgestützt durch den erwähnten basalen Wandgürtel ziehen ihre Kanten unter Neigungen von 60° und mehr empor, zuweilen die konformen Profillinien etwas eingebogener Flächen darstellend. Zuoberst sind die Pfeiler auseinandergehalten durch die Schartenöffnungen, in welche die Felsschluchten auslaufen und den Grat in eine absteigende Palisadenreihe verwandeln. Die Kleine Ohrenspitze besitzt nach Süden 5—6, die Große 10 solche stattliche, in Türmen endigende Pfeiler.

Man wird die Steilheit dieser Pfeiler auf die Festigkeit des Tonalites und, wie ihre Regelmäßigkeit, den leichten Zerfall, die gelegentliche bizarre Form auf den Reichtum wohlausgebildeter Klüfte

zurückführen müssen. Die Klüfte, ob sie nun beim ursprünglichen Erstarrungsprozeß oder nachträglich durch Gebirgsdruck und Faltung entstanden sind, erscheinen bis zu einem gewissen Grade gesetzmäßig und ordnen sich Kluftsystemen unter, von denen gelegentliche Sprünge, die zu Wandablösungen führen und durch mehr muschelige Abbruchflächen auffällig sind oder Kluftflächen verbinden, wohl zu unterscheiden sind, Die Klüfte trennen ebene Felsflächen oder solche von großem Krümmungsradius. Innerhalb eines Kluftsystems, es sind mehrere vorhanden, die sich unter verschiedener Orientierung und in verschiedenen Winkeln kreuzen und den prismatischen Zerfall des Gesteines bewirken, herrscht kein vollkommener Parallelismus. Benachbarte Klüfte desselben Systems können sich nähern und verschneiden und erzeugen dann spitze Keile. Das eine Kluftsystem, das man vorzugsweise im Südgrate der Kleinen Ohrenspitze beobachtet, hat eine Einfallsrichtung von 60° nach Norden. Diesem Kluftsystem gehört die Oberseite von vier Türmen an, welche Felsschluchten von durchschnittlich 15 *m* Tiefe trennen. Diese sukzessive Eintiefung der Schluchten sowie das allmähliche Hervortreten der Felstürme geschah in denselben Zeitabschnitten. Die Schluchtenprofile sind Nachahmungen der äußeren Pfeilerprofile, die die konformen Bestandteile einer unten steilen, nach oben eingebauchten Felswandfläche bildeten. Sie ist heute aufgelöst, aus der Nähe besehen, in ein Spitzpfeilergehänge, aus der Ferne wird man die Bezeichnung Wandkannelierung geeigneter finden. — Besonders deutlich treten die Kluftsysteme im Südostkar des Hochgalls hervor: zu den 60° N-Kluftflächen tritt ein 60° S-Kluftsystem, ein drittes ist horizontal und neigt zu leichter Keilbildung, ein viertes zeigt 45—60° Neigung nach Westen, ein fünftes ist senkrecht gestellt und Nord- und ein sechstes senkrecht gestellt und ENE—WSW-orientiert.

Die Dichte der Klüfte ist verschieden; ich sah Entfernungen um 1 *m* und mehrere Meter; in letzteren Fällen sind wahrscheinlich die Zwischenklüfte unterdrückt. Der Reichtum an Klüften bewirkt eine weitgehende Auflockerung der äußeren Gesteinsschichten und deren relativ starken Abtrag. Die zahlreichen nach oben mehrfach verzweigten hellsohligen Felsrinnen des Wildgalls, die zu seinen Graten und dem Gipfel emporführen, sind der Schauplatz der intensiven Zerstörung dieses Berges. Beim zweimaligen Passieren der Wildgallflanken sah ich nicht weniger als drei 10—15′ lang währende Steinlawinen die plattigen Rinnen durchpoltern und das Steinmehl aus dem Berge in Form rauchiger, hellgrauer Schwaden in die Luft ziehen.

Neben der Klüftung und dem an diese sich anschließenden Wandzerfall sind gewisse horizontale Einschnitte für die Oberflächengestalt des Gebirges nicht unwichtig. Im obgenannten Felsriff ist ein solcher Einschnitt leicht zugänglich und sind seine Merkmale und wohl auch seine Entstehung verhältnismäßig leicht zu bestimmen.

Aus der Moränenmasse im Süden der Riepenscharte erhebt sich zunächst ein klüftiger, dunkel verwitterter Felskopf, der Gipfel des Riffes. Seiner Fußlinie entlang ist der Fels in einem 5 *m* hohen

Streifen hell gefärbt; das ist gleichsam der Abdruck des letzten Firnlagers, aus dem das Riff aufragt. Die dunkle Verwitterungsfarbe ist der Verwitterungsüberzug seit der Daunzeit, das helle Band bezeichnet das frührezente Firnlager. Der Felskopf fällt nach Westen 25—30 *m* ab. In dieser Gegend — es ist die Höhe von 2750 *m* — kommt man von der Scharte absteigend in die Region der Firnflecken im Süden der Riepenscharte. Wo die Zone der Firnflecken das Felsriff quert, ändert sich die Beschaffenheit seiner Firstlinie vollständig. Der bislang sanft abfallende Kopf besitzt hier einen kliffartigen Steilabsatz von 12 *m* Höhe, dann senkt sich seine Oberfläche, um den halben Betrag der Fußlinie genähert, auf eine Längserstreckung von 20 *m* um 10—12 *m*. Hier stellt sich neuerdings eine — und zwar ausspringende — Ecke ein, von der das Gehänge wieder steil abfällt. Man hat einen eng umschriebenen, kerbenartigen Einschnitt im Felsriff, der, umgeben von Flächen dunkler Verwitterungsfarbe, durch seine hellgraue Färbung auffällt. Im Bereiche der Kerbe sind auch die Felsprismen zwischen den Klüftungsflächen zu oberst wie durchschnitten — wie etwa die Basaltsäulen an der Fingalshöhle durch die Brandungswogen —, weiter oberhalb ragen die Prismen intakt auf und tragen Verwitterungskronen. Die Felsen innerhalb der Kerbe sind zugerundet und plattig; der Gegensatz zwischen der schwarzgrün-grauen Felsfarbe außerhalb und der hellen weißgrauen Farbe des Tonalites innerhalb der Kerbe ist auffällig. Die Plattform der Kerbe besitzt helle Blöcke und flechtenfreien frischen Schutt, der sich auch etwas über die wieder verwitterte Fläche des Steilabhanges verstreut hat. Auch das »Kliff« der Kerbe, der genannte Wandabsatz, weist dieselben frischen unverwitterten Wandabbrüche auf. Wie erwähnt, befinden sich benachbart in derselben Höhe von 2750 *m* einzelne Firnflecke. Sie hatten am 30. VIII. 1912 noch einige Größe und Mächtigkeit. Wir können nicht anders als annehmen, daß in der Höhe von 2750 *m* bei Südexposition hier die rezente Schneegrenze durchstreicht. Wie die hellen Felsflächen und der helle Schutt zeigen, lag auch auf dem Riffe in dieser Isohypse ein infolge größerer Ausgesetztheit derzeit verschwundener Firnfleck. Wir schließen daraus: die Schneegrenze, die die Kare durchzieht, läßt Grate, welche sich ihrem Verlaufe entgegenstellen, nicht immer unberührt. Firnflecken setzen sich in ihrem Bereiche auf Graten oder nahe diesen an und erzeugen eine Kerbe.

Vergegenwärtigt man sich die morphologische Tätigkeit der Schneegrenze näher, so kommen für sie als Zeitpunkt nur die Sommermonate in Betracht und auch in diesen nur jene Zeit, in der die Schneegrenze ihrem obersten Standpunkte nahekommt. Indem sie an diesem auf und ab schwankt und schließlich gegen das Winterhalbjahr wieder konstant nach abwärts rückt, verdoppelt sich allerdings die immerhin kurze Zeit ihres Verweilens und ihrer kerbenbildenden Tätigkeit. Die Kerbe wird also dort eingeschnitten, bis wohin die allgemeine Schneegrenze im Laufe ihrer Jahreswanderung aufwärts rückt und von wo sie ihren Abstieg wieder antritt. An- und

Abstieg müssen sich also unverhältnismäßig schneller vollziehen und im Terrain keine Spur zurücklassen als der Wendepunkt. Immerhin würde man erwarten, daß, wenn schon die Schneegrenze eine Zone der Gesteinsauflockerung, eine Schuttzone um das Gebirge legt, die Grenzen derselben verschwimmend sein müßten, und man ist überrascht, an dessen Stelle eine scharf begrenzte Form auf engem Raume zu finden. Eine Erklärung hiefür vermögen wir ohne Beobachtungsreihen, die mit Maximal- und Minimalthermometern an der Schneegrenzkerbe über und unter derselben durch einen oder mehrere Sommer hindurch anzustellen wären, nicht zu geben; wir vermögen nur festzustellen, daß die Schneegrenzkerbe, wie wir diesen Einschnitt nun nennen wollen, in die Zone der spätsommerlichen Firnflecken, die wir als Schneegrenzlage annehmen müssen, fällt. Wenn die Schneegrenze im Bereiche der Gehängeeinbuchtungen Kare erzeugt, so im Bereiche der vorspringenden Gebirgsteile Einschnitte. Kerben und Kare sind nur die verschiedenen Ausdrucksformen derselben Wirksamkeit der Schneegrenze am Gebirgskörper. Tritt an Stelle eines Grates ein Kamm, so erweitert sich wohl die Schneegrenzkerbe zu einem Kare, wir möchten es Kammkar nennen. Ich habe in den östlichsten Hohen Tauern ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Art kennen gelernt. Aber auch im Antholztal fehlt es an einem solchen nicht. Es mag hier — an der Schornspitze — strittig sein, wo die Kerbe aufhört und das Kar beginnt. — Die Auffindung der Schneegrenzkerbe fügt das letzte Glied in die Kette ein, welches uns sagt, daß das Niveau der Schneegrenze eine formbildende Zone um das Gebirge legt. Es ist eine Einschnürungszone, die sie erzeugt, Gipfel, die von aufeinanderfolgenden Lagen der Schneegrenze betroffen werden, müßten gestufte Grate erhalten. Diese Voraussicht hat sich beim Studium des Matterhorns (Petermann's Mitt., 1936, p. 209) gut erfüllt. Jedenfalls dürfen wir die Bedeutung der Erscheinung nicht gering anschlagen, wenn sogar ein so kleines Felsriff, wie das beschriebene, von ihr betroffen wurde. Hiebei denken wir uns die Kerbe als Ausdruck einer bestimmten Schneegrenzlage, die einer bestimmten Endmoränenlage der Gletscher entspricht.

Ist die hier dargelegte Deutung der Kerbe richtig, dann müssen wir sie auch in anderen Graten wiederfinden. Umläuft sie in der Tat das ganze Gebirge, dann müßte sie in den Graten als kleine Felsterrasse markiert sein.

Im felsigen Südostgrat des Wildgalls findet man folgendes Profil. Wir sehen eine Spur tiefer als unser Standpunkt, wie wir durch Visur feststellen konnten, die scharfe Gratkontur unterbrochen und an dieser Stelle in eine niedere Zackenreihe aufgelöst. Auch hier ist der »Anbruch« des Grates scharf begrenzt gegen die intakte Gratkante, etwas konkav gegen die Konvexität des Grates. Sehr interessant ist es, wenn man diese Zone quer durch die Felswand des Wildgalls durch 4—5 Pfeiler verfolgt:

Man findet in einer zirka 50 *m* breiten (nunmehr nach Nordost exponierten) Zone im Augenblicke mehr als ein Dutzend frischer,

ganz isolierter, d. h. scharf von der dunklen Verwitterungsfläche des Gewändes umgrenzter Wandanbrüche: bald ist eine Felsecke abgebrochen, bald eine kleine Nische ausgebrochen, dann wieder findet sich mitten in der Wand der Ansatz zu einer Rinne, welche oben stumpf beginnt, nach unten, hoch über der Karsohle, stumpf endet, also ringsumher noch von glatten Wänden umgeben ist — ein geradezu prächtiges Beispiel eines solchen isolierten Rinnenansatzes mitten in der Wand vermochte ich aus der Montblancgruppe, auch durch eine Ansicht belegt, zu bringen; am Wildgall findet es sich wieder und die Beziehung zur Zone der Schneegrenze ist klargestellt —, dann ist wieder, scheinbar ganz unmotiviert, in der Mitte einer glatten Felswand eine scharf umrissene Felsfläche abgelöst; zudem findet man in dieser Zone eine Felsterrasse mit aufgesetzten Schutthalden, ohne daß die Wand darüber ihre schwarze Verwitterungsfarbe geändert hätte und, abgesehen von einem schwarzen, einen bemoosten senkrechten »Kamin« und eine Wandauflösung vor sich gehen. Dies sind die Wandspuren der rezenten Schneegrenzzone.

Energischer noch findet sich hier die zweiteilige rezente Schneegrenzkerbe im Südgrat der Kl. Ohrenspitze ausgebildet. Liegt sie im Felsriff des Karhintergrundes unter der Riepenscharte bei 2750 *m*, so finden wir sie hier am vorspringenden Grate in Südexposition bei 50 und mehr Metern höher in 2800 und 2820 *m* Höhe. Doch finden sich hier noch unmittelbar benachbart Kerben, die alle durch zackige, etwas konkave Felskanten und Eckfelstürmchen, deren Abfall das Kliff der nächsten Kerbe bildet, ausgezeichnet sind. Auch bei 2750 *m* findet sich hier eine breite, noch dazu sekundär durchschartete Kerbe und 10 *m* tiefer eine weitere kleinere. — Durch diese Kerben bietet die Kante des Ohrenspitz-Südgrates an dieser Stelle das Bild des Zerfalles.

Diese Kerben sind keineswegs die einzigen. In einer tieferen Region finden wir sie in stattlicherer Weise ausgeprägt. Im Kleinen Ohrenspitz-Südgrat, am Fuße der großen Pfeilerreihe, erscheint eine Scharte, die den Kehlpunkt der Kerbe durchlocht, dann folgt ein sanft geneigtes Gratstück (15°), der untere Abfall einer bei 2580 *m* gelegenen Kerbe. Ihr unteres Ende bestimmt ein Turmabfall, knapp oberhalb desselben weist die Plattform der Kerbe einen drittelkreisförmigen, zackenbesetzten Einbruch auf. — Im Abfall des Türmchens folgt ein scharf begrenzter Überhang, er bildet die Kehle einer zweiten, darunter folgenden Kerbe von 2520 *m* Höhe und 20—30 *m* (die obere geschätzt 100 *m*) Breite und 10° Neigung. (Es sei nebenbei erwähnt, daß die Sammlung, Beschreibung und der Vergleich von Kerben uns zugleich auch ein Maß der Zeitdauer der einzelnen Stadien und ihrer Abteilungen geben könnte.) Die Plattform der Kerbe ist wiederum sehr schwach geneigt, nahe der Kerbe weist sie einige Türmchen, nahe dem unteren Ende Einzackungen auf. Die untere Ecke der Plattform der Kerbe ist wieder sehr scharf und der Abfall von hier steil und einheitlich bis 2400 und etwas tiefer.

Dieselben Kerben kehren in der Südostkante des Wildgalls wieder. Wir finden sie in 2580 und 2520 *m* Höhe; zwischen ihnen ein kleiner Turm ausgespart. Beide Niveaus sind charakteristisch. Alle Pfeiler, welche hier abfallen, es sind ihrer fünf, tragen dieselben beiden Niveaus eingekerbt. Sie tragen altertümliches Gepräge, sind gesprenkelt mit Rasenplätzen — diese siedelten sich inmitten der Wände bezeichnenderweise in einer Zone aufgelockerten Felsgefüges an — und sind überragt und umrahmt von schwarzen Felswänden.

Hier wäre auch einer auffälligen, durch Klüftung bedingten Verwitterungserscheinung zu gedenken: die Wandpartien sind überaus reich an »Überkragungen«, dreieckförmigen, beschatteten, überragenden Felsflächen, welche dadurch entstehen, daß einige der von senkrecht sich schneidenden Kluftflächen umgrenzten Pfeiler ausfallen bis zur nächsten oberen horizontalen Querkluft. Diese überragen dann baldachinartig den entstandenen Hohlraum, während die »Konsolen« — wenn wir die Nomenklatur des gotischen Baustils weiter heranziehen — ausgefallen sind. Baldachine und andere Formen von Überkragungen, die oft sehr merkwürdig sind, sind in festem, grobkluftigem Gesteine häufiger (Granite), stumpf nach oben endende Ausbruchnischen sind damit auch den Kalkgebieten eigen.

Die Gratkerben von 2520 und 2580 *m* möchten wir wegen ihres altertümlichen Gepräges in die Daunzeit, und zwar die untere und obere Daunzeit stellen. Wir verkennen nicht, daß der breiter ausgearbeiteten oberen Kerbe auch die größeren Moränenmassen der oberen Stufe des Daunstadiums gut entsprechen, ohne dieser Beobachtung zunächst eine bindende Bedeutung für andere Forschungsgebiete irgendwie beilegen zu wollen. — Die Distanz zwischen der rezenten und Daunschneegrenzkerbe ist in den angeführten Fällen zu klein im Vergleich mit dem diesbezüglichen Schneegrenzintervall, welches wir nach Penck und Brückner stets mit 300 *m* angenommen hahen. Ob bei Südexposition das Schneegrenzintervall geringer ist oder lokale Ursachen in Betracht kommen, oder bei dem Höhenausmaß beider Kerben von 75 *m* die Wahl entsprechenderer Punkte die Zahl vergrößert hätte, bleibe dahingestellt. Wesentlich ist, daß das Schneegrenzintervall zwischen der Gegenwart und der Daunzeit, welches bekannt ist, auch in den Kerben angenähert wiederkehrt.

Diese Auffassung wird in sehr bezeichnender Weise bestätigt, wenn wir weitere Kerben in einer Etage tiefer an den Graten suchen. Wir finden sie 20 *m* breit im Südostgrate des Wildgalls, nahe der Waldgrenze in 2150—2100 *m* Höhe, welche Zahl trefflich übereinstimmt mit dem Schneegrenzintervall zwischen der Gschnitzzeit und der Gegenwart. Im Südwesten der Ohrenspitze finden wir das untere Ende des Felsgrates und eine Kerbe mit Schuttlehne, hierauf nach abwärts zu den Waldbeginn. Wir werden später diese Kerben noch weiter verfolgen können.

Anhangsweise sei folgendes erwähnt: Betrachtet man vom Antholzsee oder einem der umliegenden Hochgipfel Wildgall und

Hochgall, so sieht man einen breiten, von unten aufstrebenden Bergkörper bis zu einer Höhe von schätzungsweise 3120 *m*. An dieser beiderseits übereinstimmenden Grenze erfolgt ein Zurückweichen der Felsmassen an Felsterrassen, über welche sich die eigentlichen Gipfel oder verschmälerte und verjüngte Felskegel erheben. Diese Verengungs- oder Verschmälerungszone ist höchst auffällig. In der Höhe des Wildgalls finden wir eine zweite Kerbe am Hochgall in zirka 3270 *m* Höhe. Es sind ihrer noch mehrere vorhanden, wie ich Gelegenheit hatte, in den Mitteilungen des D. u. Ö. Alpenvereins 1912, p. 109, auszuführen. Es sind Felskerben, vermutlich gleichfalls von Schneegrenzen herrührend wie die vorhin beschriebenen, aber von Schneegrenzen, deren Existenz wir bisher nicht gekannt haben. Trifft diese Vermutung zu, so entspricht ihrer Lage das Eintreten eines sehr merklich viel wärmeren Klimas; ein Schwinden der Eisströme bis in sehr große Höhen hinauf, welches ganz außerhalb unserer historischen Erfahrung liegt. Da diese Kerben die heutigen Bergformen betreffen, wir aber nicht annehmen können, daß sich die

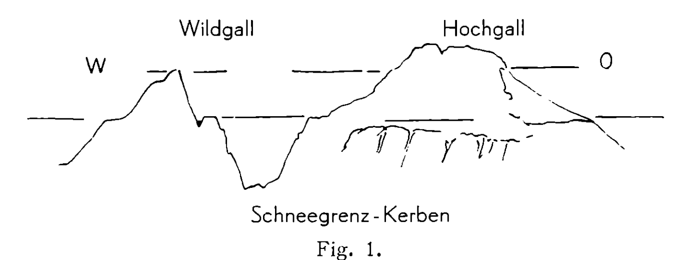


Fig. 1.

Bergformen der letzten Eiszeit bis zum heutigen Tage erhalten haben, so könnte es sich hier nur um irgendwelche interstadiale Schneegrenzhöhen handeln und falls darunter auch eine solche wäre, die sich zwischen Daunzeit und Gegenwart einschaltet, würden die Sagen von den übergossenen Almen den Charakter von prähistorischen Reminiszenzen der Alpenbewohner erhalten, die mit dem Eintritt des Christentums in die Alpentäler eine Abänderung durch Zusatz einer moralischen Begründung der als Strafe geltenden Neuvergletscherung vorhandener Almenflächen erhalten hätten. (Auch diese Voraussage hat sich durch die Auffindung eines postglazialen Klimaoptimums erfüllt.)

Über dem durchschnittlich 25—30 *m* hohen Wandgürtel, den wir im Umkreise des Kares beobachtet haben und den wir der Daunzeit zuschreiben möchten, weichen die Felswände an einer deutlich ausspringenden Kante zurück. Charakteristisch ist dieses Profil an den der Riepenscharte zugewendeten Pfeilern der Kl. Ohrenspitze. Später steilt sich die Felswand wieder auf, um im Bereiche der Türme in eine Zone der Gesteinszersplitterung überzugehen. Es ist dasselbe Profil, nur großräumiger, wie es der Karsaum zur Daunzeit bietet. Ergänzen wir zu den Gschnitzmoränen und seinen Trögen die Firnströme, die wir aus den heutigen Karen herleiten, so erscheinen

uns diese unproportional, nämlich zu schmal. Diese oberwähnten breiteren Felsprofile über der Daunkarwand, welche die Firnströme bemerkenswert erweitern, könnten zu den γ-Trögen und γ-Moränen gehören, wahrscheinlich sind sie aber viel jünger.

12. »Rote-Wand«-Flanke.

Wir brechen damit am Südostgrat des Wildgalls die Betrachtung des Hochgallgehänges im weiteren Sinne ab und wenden uns den Hochflächen, Karen und Gräben unter der Roten Wand, 2820 *m*, der Kulmination in der Südumrandung des Antholzer-Kessels, zu.

Zwischen beiden Gehängen besteht der tiefe rundbuckelbesäte Einschnitt des Staller Sattels, 2055 *m*.

Über dem Staller Sattel erhebt sich der Kamm jäh mit Kote 2518 *m*, schwingt sich dann, in weitem Felsbogen das Tal des Ackstallbaches umfassend, über Kaserspitze, 2780 *m*, Regelspitze, 2775 *m*, zur Roten Wand, 2820 *m*, welche sich auf ein nordwärts zum See abfallendes Pfeilerbündel stützt. In seinen Falten liegen das Montal, der Moosach- und der Graben der Wöreralpe, welcher sich in die Scharte westlich der Roten Wand aufsteilt. Dann folgt die Höllensteinspitze, 2764 *m*, welche mit einem horizontalen Kammstücke den Kugelgraben überhöht; wo jenes zur Grüblscharte, 2412 *m*, abbricht, liegt ein Pfeiler. Jenseits der Scharte erhebt sich der plattige Knebelstein, von dem in den Nordwestsektor drei zwei Gräben umschließende Pfeiler ausgehen,

Diese aus Graten, Gipfeln, Karen, Gräben, Pfeilern zusammengesetzte, 400—600 *m* tiefer als der Riesergrat gelegene Lehne hat dem Typus nach dieselben, jedoch der geringeren Erhebung entsprechend, modifizierten Formen.

Wir beginnen mit dem gebogenen Ackstalltal. Von der Regelspitze zieht eine Felswand nach Nordosten bis zu einer Ecke, an der sie zu einem Turm- und Türmchengrat von gleichbleibender, in 2600 *m* ungefähr befindlicher Höhe abbricht. Er beginnt mit zwei Zacken, dann folgt ein dritter breiter und schräger Turm, der den Übergang zum Gipfel vermittelt, ein vierter unscheinbarer, ein fünfter, oben abgeschrägt, ein sechster, kurz und massig, ein siebenter Doppelturm, ein achter, breit und stumpf vor einem Sattel zum Kaserspitz. Der Wandabfall der Türme zum Kar ist pfeilergegliedert, darunter folgt ein Schuttkegelsaum, dessen obere Kontur einen sanft nach abwärts gekehrten Bogen bildet, dann unter den rotbraunen Schutthalden die Karsohle. Der Abstand Höhenlinie der Türme—Karsohle ist größer als von jener zur Regelspitze.

Der Westnordwestgrat des Regelspitzes ist ein Schuttgrat mit einzelnen Felsaufragungen, im allgemeinen höher als der Turmgrat. Man bemerkt auf seiner Höhe trichterförmige Einsenkungen und einen bastionartigen Abfall gegen das Kar. Zwischen beiden Graten erhebt sich der Gipfel des Regelspitzes mit leicht konkavem Gratstück

nach Nordosten, kuppig, aber nicht ganz regelmäßig; sein Wandabfall ist natürlich gleichfalls pfeilergegliedert.

An den Kamm von Regelspitz—Kaserspitz entlang schließt sich eines jener eigentümlichen Längskare an, deren Querachse — hier vom Kamm zum kleinen See im Karrund dreimal — mehrfach so kurz ist, als die Ausdehnung des Kares dem Kamm entlang. Die Breite des Kares wird zudem noch durch den stark hervortretenden rotbraunen, vom Pfeilergehänge gespeisten Schutthaldensaum eingeschränkt. Die rechte Kargrenze bildet ein vom Hinterbergkofel ausgehender, doch abgeschnürter Kammpfeiler, die linke Seite über der »Schattenseitfurche« des Kares eine an den Kammbug der Kote 2747 angeschmiegte rundbuckelbesetzte »Sonnseitleiste«. Sie leitet mit ihren Felsschwellen gleich einer riesenhaften Rampe in das Kar im Osten der Roten Wand. Dies ist der Innengrund des Ackstalltales.

Jenseits der Talstufe, in der sich die das Kar abschließenden Felsschwellen begegnen und die der Talbach durchsägt, beginnt das Moränen bergende Mittelstück des Tales, dann wendet sich der Bach kurz vor dem Staller Sattel in scharfer Ecke nach links über die hohe Stufe zum obersten Kessel des Antholztales herab.

Die linke Begrenzung des Ackstalltales ist ein eigentümlicher bogenförmiger, sozusagen unterdrückt am Fuße der Roten Wand entspringender Felskamm. Die Nordostkante der Roten Wand wird nämlich von der Sohle ihres Ostkares geradezu durchbrochen und erst, wo diese zurücktritt, erscheint der Grat wieder, der sich nun zu einem regelrechten Felskamm entwickelt. Er beginnt mit einer schrägen Hochfläche, senkt sich vollkommen ebenmäßig, wie ungefähr das Profil des benachbarten Ackstalltales, unter 30—35°, nur zweimal unbedeutend zackig unterbrochen, zu einer horizontalen, rasenbedeckten, wandumgürteten Plattform. Diese Plattform, die lückenlose Fortsetzung der oberen Plattform, mit der sie vielleicht aus einer einmal größeren ausgedehnteren Fläche herausgeschnitten worden ist, befindet sich, abgesehen von einer unbedeutenden Abstufung, in einer Höhe von 2426 *m*. Es ist hier allem Anschein nach zweierlei zu unterscheiden: Der höchstwahrscheinlich eine ältere Oberfläche tragende und anderweitige Reste verbindende Plattformgrat und dann die Plattformkerbe in 2426 *m* Höhe. Dies ist wohl die Höhe, in der wir die Schneegrenze der Daunzeit bei Nordexposition vermuten dürfen; wir denken daher hier unwillkürlich an eine δ-Schneegrenzkerbe.

Der Plattformkamm erleidet in seinem Eckpunkte, 2737 *m*, eine kleine Unterbrechung; dieser ist durch grüne Schluchten in vier Gipfel gespalten. Sie gehören einem weniger als 150 *m* hohen Wandgürtel an, der, von der oberwähnten Bastion, 2426 *m*, ausgehend, kontinuierlich das in die Westflanke des Felskammes eingefressene Kar umzieht. Die Fußlinie des Wandgürtels zieht — ausgenommen zwei kleine Pfeilerüberschreitungen — der Kammlinie vollkommen parallel. In ihm läßt sich eine untere, dunkel verwitterte felsige Steilstufe unterscheiden, von der wir glauben, daß sie der Daunzeit zu-

gehört. Im Westen des Kares bricht ein 400 *m* hoher, zum Teil beraster Wandgürtel zum Montal ab, welchen die Trichter jener Schluchten und die schmalen Rinnen das untere Gehänge durchsetzen, ohne daß jene in den Grat einzugreifen vermocht hätten. An der Stelle, wo der erstgenannte Wandgürtel bei Kote 2737 nach Südwesten umbiegt, geht sein oberer Teil, mit Ausnahme der Gratpartie, in eine Schuttfläche über, die unterhalb befindliche Dauntergrabung ragt in Form von Felsinseln empor.

Nun folgt nahe der Ansatzstelle des in Rede stehenden Grates eine merkwürdige dreieckförmige Gipfelfläche mit ausdrucksloser Gratfigur, welch erstere Ende August in Nordexposition noch schneegesprenkelt war. Sie ist talwärts begrenzt von zwei keilförmig zusammenstoßenden Wandgürteln und da unterhalb derselben zwei Kare liegen, von denen sicherlich Untergrabung ausging, dürfte hier der Unterbau eines in zirka 2700 *m* ziemlich horizontal durchschnittenen Gipfelgebietes vorliegen, oder eine vorgeschobene Sohlfläche eines früheren ausgebreiteten, massigeren und höher nach Norden vorragenden Rotwandgipfels. Zudem ist der genannten dreieckförmigen geneigten Hochfläche ein kleines Kar mit einigen Schneeresten eingesenkt, ähnlich manchen Karen, die wir in nordexponierten Gipfelabdachungen eingesenkt fanden. Dies Kar ist fast vollkommen schuttumgürtet und zeigt wenig Wandbildung; es hätte sich wohl kaum einsenken können, ohne eine nunmehr fehlende Gipfelüberragung. Auch der keilförmig vorspringende Wandgürtel weist als Pfeilerfuß auf einen solchen hin. Das Kar liegt mit seinem schneegesprenkelten Inhalt in nicht nur eisfreier, sondern vollkommen aperer Umgebung in zirka 2620 *m* Höhe. Eine Schneegrenzhöhe von 2600 *m* ist für die Daunzeit viel zu hoch, für die heutige Lage der Schneegrenze aber schon deshalb zu tief, weil sonst im Umkreise der Roten Wand Eisreste nicht gänzlich fehlen könnten. Es ist daher nicht unmöglich, daß das Kar mit seinen heutigen Schneeresten aus der frührezenten Zeit stammt, die Gipfelfläche, 2700 *m*, vielleicht aus einer prä- oder post- δ- oder interstadialen Daunschneegrenzlage. Der kleine Wandgürtel zuoberst im Kare knapp unter der Kammlinie scheint noch auf eine dritte, eingeschaltete Schneegrenzlage von 2680 *m* zu weisen.

Die Spitze des keilförmigen Wandgürtels setzt sich nach abwärts in einem Grate fort. Doch ist er von jener abgeschnitten und abgeschnürt und inselförmig geworden durch das Übergreifen von Schutthalden quer über die Gratlinie. Diese schwache und verengte Gratstelle befindet sich bezeichnenderweise in 2450 *m* Höhe. Der Grat endet in einem Eck in 2400 *m* Höhe; dann bricht eine dreieckförmige, von Schutthalden durchbrochene Wand ab, wie an der oberwähnten Plattform. — Der Wandsaum, der den Inselgrat begleitet, ist weniger als 50 *m* hoch und zeigt die charakteristische Unterschneidung, die ich in die Daunzeit stelle; nach unten in einem Pfeiler vortretend, verschmälert er sich nach oben (unter Konvergenz mit der Gratlinie) auf ein Drittel und verschwindet als Schwelle unter Schutt.

Die Gratlinie selbst ist zackenfrei und verläuft etwas weniger geneigt, annähernd parallel zum obigen Grate. Verbindet man beide durch eine Fläche, so bekommt man eine Mulde, die wohl einem früheren Kare (etwa der Bühlzeit) entsprechen könnte. — Die unteren Enden beider Grate verbindet ein begrünter Endmoränenbogen wohl sicherlich des Daunstadiums. Die Mitte des Kares durchzieht eine Felsschwelle. Der Inselgrat wird nach oben nicht nur schmäler, sondern weicht auch zurück, erscheint rückgesenkt; wo er abgeschnürt ist, besitzt der oben erwähnte Grat eine Kerbe. Der keilförmige Wandgürtel und der Inselgrat umgeben ein mit Schutthalden gefülltes Kar, dessen mittlere Höhe bei zirka 2450 *m* Höhe gelegen ist. Wir finden hier die Abschnürung des Grates und die Einsenkung des Kares beiderseits jener Isohypse, die wir mit der Schneegrenzlage der Daunzeit für identisch halten. Die höheren Veränderungen des Felsgerüstes fallen mit höheren Schneegrenzlagen zusammen, die in den jüngsten Abschnitt der Postglazialzeit fallen.

Die Plattform ober dem keilförmigen Wandgürtel zieht in rundgebuckelter Längsschwelle begrünt und schuttbedeckt empor. Der Grat ist durchbrochen, das Dauneis ging über ihn hinweg, unterbrach die Verbindung und ließ vom Grate nur den Fußpunkt übrig. Noch zeigt ein Felsast des inselförmigen Grates heute die Neigung, mit dem abgehobelten Grate eine Karrundung zu bilden. Dieselbe Erscheinung zeigt das oberwähnte Längskar mit der Mittelschwelle. Es sind tiefer gelegene schutthaldenerfüllte Kare, in deren Kammumrandung an entsprechenden, im Südwesten gelegenen Punkten Lücken eingelassen sind und an welche Kare die höher gelegenen Hänge angegliedert wurden zu e i n e r Hohlform. Die mittlere Höhe dieser Kare beträgt zirka 2300 *m* und können wir sie, da die älteren Daunmoränen weit mehr als 100 *m* tiefer reichen, mit Vorbehalt in die ältere Daunzeit setzen. Karangliederungen und Kammverschmelzungen sind das etwas verwickelte Erosionsbild dieses kleinen Kammabschnittes.

Weit geräumiger und einheitlich gestaltet ist das schöne Ostkar unter der Roten Wand, 2820 *m*, dem durch Daun- und frührezente Zeit die letzte von der Gegenwart überkommene Form erteilt wurde. In der weniger einheitlichen Gestaltung des Kares unter dem Wandkeil sehen wir angedeutet, daß der fragliche Gipfel über der dreieckigen Plattform zur Daunzeit nicht mehr in Gänze vorhanden gewesen sein dürfte oder während der Daunzeit abgetragen wurde, sonst hätte er wohl kräftiger auf die einheitliche Ausgestaltung des Kares gewirkt und nicht Restformen übrig gelassen.

Der Grat im Süden des Montals knüpft an die Dreieckfläche des abgetragenen Gipfels an, erfährt einige Höhenschwankungen, ist dann durch Zackung gegliedert, schließlich in die Länge gezogen, sanft ansteigend und etwas gestuft bis zu einem sanften Aufschwung zum Hauptkamme. Oberhalb desselben ist die Kammlinie neuerdings gebrochen, schwach gekerbt und gezackt. Der Gipfel der Roten Wand ist eine breite Kuppe mit aufgesetzter Flachspitze mit der Triangulierungspyramide, von Norden gesehen ein unterschnittenes

flaches Dreieck, nicht ohne Zug und Schwung in der Form, an Höhe die erste im Süden des Antholzsees. Ihr gegenüber verhält sich der ganze Ostgrat als gipfelreiche Schulter. Die genannte Kerbe hat eine geschätzte Höhe von 2750 *m*, erinnert damit an die Kerbe des Felsriffes an der Riepenscharte.

Der Grundriß von Montalkar und -graben im Norden der Roten Wand wiederholt verkleinert die bogenförmige Anlage des Ackstalltales. Beider oberste Etage scheint noch ins Deffereggengebiet zu weisen und durch das oberste Antholztal angezapft worden zu sein. Das Montalkar setzt im Nordosten unter dem Gipfel ohne Grat ein und dreht sich nach Norden. Der Wandgürtel zur Spitze ist zirka 100 *m* hoch, eine typische Unterschneidung, wohl der δ- und γ-Zeit zugehörig. Den oberen Karraum nehmen rotbraune Schutthalden, die Mitte lokale Felsbuckel ein, das untere Drittel umzieht eine von einer halbkreisförmigen Rinne begleitete Längsschwelle, auf welcher Moränenreste liegen. Eine moränenbedeckte Randschwelle, hufeisenförmig bergwärts gebogen mit talschlußartigem Wandabfall, schließt das Kar ab.

Der linke einfassende Grat des gebogenen Kares beginnt nach einer Kammlücke mit einem über 2500 *m* hoch gelegenen Plateau, das sich, rundbuckelbesetzt, nach Südwesten aufsteilt und breit und schwach begrünt nach Nordosten wendet. Es ist das auffälligste Merkmal in dem breit ausladenden Bergkörper unter der Roten Wand. Südwärts spitzt es sich aus, verschmälert sich zu einer Schneide ohne wesentliche Höhenänderung. Nach abwärts sind zwei mächtige dreieckförmige Waldpfeiler angeschlossen, zum See herab. Von hier ab senken sich die folgenden Bergpfeiler in nordwestlicher Richtung, so daß die Rotwandpfeiler die frühere Verwachsungsstelle des Südkammes mit dem Rieserkamme darstellen durfte zur Zeit eines weiter im Westen befindlichen Staller Sattels, als noch das ganze Tiefrelief mit Seebecken und Schuttkegeln fehlte. Vom genannten Hochplateau zieht der Grat noch einmal von einer Stufe breit unterbrochen scharf nach abwärts, springt dann in einer schrägen Linie vor mit Kote 2386 *m*. Das Zackenprofil und die hier vorhandene Kerbe scheinen auf eine Schneegrenzlage, wohl die der älteren Daunzeit, zu weisen. Wir verfolgen die Kerben des 2400 *m*-Horizontes auch durch die zwei folgenden westlichen Pfeiler hindurch.

Die Innenseite dieses Grates begleiten die der Daun- und Gschnitzzeit angehörigen Kare nach abwärts. Unter dem Daunkargebiet erscheint ein neuer, schwach geteilter trichterförmiger Raum, im oberen Teile mit Daunmoränen und Schutthalden bedeckt, der dann von einer wasserfallgeschmückten Stufe gequert wird und wohl die Hauptsammelstätte des γ-Eises war. Auf der Wasserfallstufe ruhen die untersten Daunmoränen auf.

Diesen Raum flankiert im Osten unterhalb des Bastionvorsprunges, 2426 *m*, ein merkwürdiger Pfeiler, 2279 *m*, eine breite Rundbuckelfläche, die, von Schutthalden im Süden überdeckt, an den Wandabfall der Bastion heranreicht. Von dieser neuen Hoch-

fläche geht eine schwach geneigte Plattform nach Westen aus, die sich unter Waldausläufer tauchend rasch senkt und wahrscheinlich das Ufer des γ-Eises bildet.

Auch der linke, scharf niedersetzende Grat verbreitert sich rasch, die zahlreichen Schuttkegel und Schuttplätze, die er trägt, können ebensogut aus dem Zerfall von Felspfeilern hervorgegangen sein, die, was wahrscheinlicher erscheint, eine in Schutthalden verwandelte Rundbuckelfläche darstellen, welche die Schneegrenze bestrich. Der Fläche ist zudem ein kleines Moränenwällchen aufgesetzt. Man müßte hier eine Schneegrenze von 2200 *m* und weniger annehmen. Die breiter werdende und nunmehr mit schütterem Walde bedeckte Fläche nähert sich nach abwärts einem Felsrande; wir möchten ihn in 2100 *m* Höhe als die Kante des Bühltroges betrachten.

Zum Südwinkel des Antholzer Sees herab zieht ein kurzer, im geraden Nordnordwestgrate der Roten Wand in Form eines Kares entspringender Graben. Aus demselben tritt ein schwach begrünter und bewaldeter Schuttkegel in den See wachsend vor; er entstammt der Daunzeit. Den Graben selbst durchfurchen seitlich Rinnen; sie reichen mit ihren rötlich-braun-grauen Sohlen bis fast an den Plateaurand im Scheitel des Grabens empor und sind jede für sich in ihrem ganzen Verlaufe und alle unter sich fast gleich breit. Die mittlere Rinne entsendet drei kurze Ableger nach Südwest, welche einen vorspringenden Pfeiler in vier Teile zerschneiden. Man unterscheidet im Graben einen mittleren begrünten Kessel, der, von dichtbewachsenen Schuttkegeln ausgekleidet, sich nach abwärts trichterförmig verjüngt und in der Mitte ein lanzettförmiges Pfeilerende besitzt. Dann folgt als erster Abschluß ein etwas unregelmäßiger Wandgürtel in einer Höhe von zirka 2100—2250 *m*, der aus fünf nachträglich geschaffenen Pfeilerenden besteht. Darüber verjüngen sich die Pfeiler, das Gehänge ist stark durchbrochen, teils durch die oberwähnten Rinnen, teils durch Zwischenvertiefungen unregelmäßiger Begrenzung, deren mittlere die größte ist. Darüber folgt ein längliches, nach Nordwesten gerichtetes Kar. Es wird von einem Daunwandgürtel, der in seiner Höhe mit den übrigen harmoniert, überragt und befindet sich, ein echtes isoliertes Daunkar, zwischen 2350 und 2500 *m* Höhe. Seine Kleinheit verdankt es seiner Entwicklung in einem vorgeschobenen, gänzlich vom Hintergehänge losgelösten Pfeiler. Die linke Flanke dieses Tälchens bildet ein an die Gschnitzkarwand anknüpfender, schwach geneigter und etwas bewaldeter Bergkopf mit einer Ansatzstelle von 2150—2200 *m*.

Nun weist das Gehänge einen tiefen, zur Scharte zwischen Roter Wand und Höllensteinspitze reichenden Einschnitt auf, aus dem der große, den See sperrende Schuttkegel der Wörer- und Huber-Alpe tritt. Während vorhin die Karsohlen sichtlich den einst über den Zwischengraten verlaufenden Hochflächen eingesetzt sind, führt sich diese grabenförmige Gehängelücke auf den Gesteinscharakter zurück. Der Schuttkegel, der alle übrigen an Größe schlägt, geht von einer im rotbraunen Gestein befindlichen grauen Gesteins-

masse aus. Er breitet sich fächerförmig talauf- und abwärts aus und gewann in zwei Spitzen im Graben endigend, seinen Zufluß aus zwei breiten Schuttästen, die sich nach oben in je vier kurze und vier lange Rinnen teilen. Erst im obersten Teile nimmt der Graben, dessen Form durch den nach der Gschnitzzeit erfolgten Abfluß der Schuttmasse eine merkliche Veränderung erlitten haben muß, das Aussehen einer schwach ausgeprägten Karlandschaft an. Auch sie wird von den nach oben verlängerten fluvialen Rinnen geteilt, welche, hellgrau und bloß, in frührezenter Zeit und der Gegenwart Schutt in ausgiebiger Menge zu Tal führen, während die Nachbargehänge fast ausschließlich zugewachsen sind. Im Scheitel des oben zweiteiligen Grabens erhebt sich die Höllensteinspitze, 2764 *m*; erst in ihrem Ostabfalle setzt der kegelförmige, etwas begrünte Bergkegel ein, der den Graben teilt und in 2000 *m* Höhe im Tale endet. Zwischen Höllensteinspitze und Roter Wand liegt eine in der Mitte durch zackige Aufragungen zweiteilige Scharte. Die von jenen ausgehenden Wandpfeiler, wie die übrigen Formenreste scheinen anzudeuten, daß wahrscheinlich über der Gratlücke zwischen den genannten Gipfeln ein höherer Gipfel sich aufgebaut hat. Da auch in die Südseite der Roten Wand ein hochgelegenes Kar eingesenkt ist, gewinnt der Umkreis der Roten Wand das Aussehen einer durch eine große Anzahl von Karen zerstörten und reduzierten größeren Bergmasse.

Unter den hochgelegenen Karen des Grabens erwähnen wir als erstes das unter der genannten Scharte; es ist mit frührezenten begrünten und rezenten Schutthalden ausgefüllt. Wir verlegen es in die Daunzeit, sprechen jedoch die Vermutung aus, daß die Daunformen nicht viel tiefer herabreichten, abgesehen von einer von einem gleichmäßig hohen Wandgüriel begrenzten, bis zur Talwurzel reichenden alten Schneerinne; auch die Entstehung des Schuttkegels fällt in diese Zeit. Ausgeprägter ist die Karbildung im Norden der Höllensteinspitze. Neben dem Ansatz zu einem tieferen Kar mit Steilwandgürtel sieht man ein höheres ausgeprägtes Kar mit frührezenten Wällen. Zudem gibt es tiefer über dem Mündungsbereiche der Zweiggräben Gschnitzränder ohne wesentliche erhaltene Vertiefung; hier herrschen die Schluchteinschnitte vor. Denken wir uns die jüngeren Schluchten ausgefüllt, so erhalten wir einen Gschnitzkessel wie in den früheren Tälern. Über seinem erkennbaren Rande sind hier höchst auffällig die Daunkare eingekerbt. Analog ist wiederum in einen Pfeiler ein γ-Kar eingekerbt. Überdies findet man in den Graten beiderseits den 2100 und 2250 *m*-Horizont, in welchen wir die Kerben zweier Abschnitte der γ-Zeit erkennen möchten. Nach Westen senkt sich der linke Grat des Doppelgrabens, nur ein einziges Köpfchen bildend, zu einer breiten, zwischen 2550—2600 *m* gelegenen Schuttfläche; sie ist niedriger als die vorhin genannte. Sie zieht nur wenig geneigt dahin über dem Kugelkar, das im Nordwesten unter der Höllensteinspitze eingetieft liegt und dessen Abzugsgraben sich gegen Obertal öffnet. Die Karwand unter obiger Fläche ist die

normale, etwas tiefere Fortsetzung der vorigen, doch ist der Wandgürtel höher und dürfte mit der in Zacken aufgelösten Partie auch die Eintiefung der Bühlzeit vielleicht mitumfassen. Im Karraum selbst unterscheidet man ein höheres südöstliches, nach außen moränenumwallt, und ein tieferes, durch eine Schwelle von jenem getrenntes, gleichfalls durch einen Moränenwall abgeschlossen. Beide Kare haben, wie auch die früheren, eine von Schutthalden zum Teil ertüllte Randfurche, die tiefere ist hiebei deutlicher. Abwärts folgten Daunmoränen bis zu einer etwas unregelmäßigen Kante, in welche von unten her bewachsene Racheln und ein steiles, verschmälertes kammparalleles Tälchen eingreifen. Der Kamm selbst ist nur zum Teil in Pfeilerfelsen formiert. Die Schuttstreifen nehmen an Breite zu und isolieren die Pfeiler, die ins Gehänge zurückzutreten beginnen. Wo die Kammecke abbricht, erblickt man die Bildung eines gänzlich separierten sternförmigen Trichters.

An Kerben bemerkte ich außer den genannten hier noch: Im östlichen Ausläufer der Roten Wand in 2250 *m*, auf seiner Westseite eine in 2150 *m* Höhe; beide kehren im folgenden westlichen Pfeiler wieder. Der tiefere Horizont ist deutlich unter den Knebelsteinen entwickelt. Am Höllenstein findet man einen Kerbenhorizont in zirka 2450 *m* Höhe. In den Höhen 2380—2400, dann 2150 *m* bemerkt man durchlaufende Kerbenreihen. Manche von ihnen mögen außerhalb der Hauptkerben liegen und sekundärer Natur sein. Die Knebelsteine selbst, unter 2500 und bei 2500 *m* gelegen, machen den Eindruck eines Rundbuckelberges, einer Überfließungskuppe. Sie liegen über der Grüblscharte, 2412 *m*, unter welcher unter verfallenen Karwänden sich in zirka 2000 *m* Höhe die γ-Endmoränen der Grübl-Alpe befinden. Die Kämme beiderseits dieses berasten Kares zeigen von den Kammkuppen an, an denen sie entspringen, leicht konkaven Verlauf bis zu Ecken, an welchen sie abbrechen, in übereinstimmender Höhe und Lage. Hievon unterscheidet sich der von den Knebelsteinen nach Nordwesten ausgehende Kamm: er verläuft geradlinig und bricht erst, nachdem er schon eine Weile unter Wald geraten ist, in einer scharfen Ecke gegen das tiefere Talgehänge ab.

So kurz die Querkämme sind, die vom Kammstücke — Rote Wand-Knebelstein — ausgehen, so entbehren sie nicht konformer Teile: wir rechnen dahin die nestförmigen oberen Daunkare, die γ-Kare, einen gewissen Parallelismus ihrer Profillinien, die identischen Kerbenstufen. Bei Betrachtung des Formenschatzes kommt man zumeist mit den jüngeren Stadien aus. Nur in den Pfeilerprofilen wird das anders. Gar in der Plattformreihe Rote Wand (2700 *m*), Höllenstein (2550—2600 *m*), Knebelstein (2500 *m*) lernt man Hochflächen kennen, die in den heutigen Formenschatz nicht recht hineinpassen. Sie schweben über den jüngeren Querkämmen dahin. Wenn wir später größere Hochflächen am Talausgange erwähnen werden, in 2300 *m*, werden wir uns ihrer erinnern, sowie der Tatsache, daß, wenn wir sie verbinden, ihr Gefälle um 100—200 *m* geringer ist

als das der heutigen Talsohle. An den Riesergraten suchen wir solche Flächen vergebens. Was an solchen vorhanden sein mochte. ist längst zu schmalen Gratlinien verengt und abgestürzt.

Wir glauben, daß diese Hochflächen, in der Hauptsache wenig verändert, aus der Würmeiszeit stammen. Sonst ist uns wenig aufgefallen, was wir in die Würmeiszeit stellen möchten. Wir haben daher über sein Relief im Bereiche des beschriebenen Kammstückes keine irgendwie genaue Vorstellung. Wir können es nur durch negative Merkmale definieren. Es scheint ihm die letzte Eintiefung des gegenwärtigen Gebirges, der heutigen Täler, gefehlt zu haben. Es fehlten ihm offenbar die kleinen stadialen Kare, dann jene Tröge, die wir den Stadien zuweisen möchten. Die Formen waren damats vermutlich weitflächiger und breiter, die Kare, wenn solche vorhanden waren und nicht allein Hochflächen sich ausdehnten, großräumiger. Wir wissen nicht, in welcher Höhe sie gelegen waren. Wir können auch keine Karwand mit irgendeinem Scheine von Recht als aus jener Zeit herrührend bezeichnen; bezüglich der Karsohlen sind wir auf Vermutungen beschränkt. Die Karsohlen des hier eisfreien Gebietes erachten wir zum Teil der Gschnitzzeit zugehörig; die δ-Kare sind von ihnen selbständig, sowohl nach ihrer Höhenlage wie Größe. Wenn man die Neigung der Felswände um die Daunkare ergänzt und die Daunkare schließt, erlangt man die Felswände der Gschnitzzeit. Natürlich müssen hiebei auch die vielen jüngeren Rinnensysteme ausgefüllt gedacht werden. Über die Formen der Rißeiszeit haben wir nicht einmal Vermutungen.

Wir haben die linke Lehne des Antholztales bis zu jenem Punkte beschrieben, von wo aus sie energisch nach Südsüdwesten umbiegt.

a) Unterer Teil des Tales im Südosten von Obertal.

Im Südsüdosten von Obertal erblickt man ein reines γ-Trogprofil. Es ist eingeschnitten in ein seichtes Profil höherer Ordnung. welches bis zu den Pfeilerspitzen reicht. Man sieht daraus, daß wahrscheinlich zur Bühlzeit die Eiserfüllung bis zu den Rändern der Quergrate reichte. Oben in den Bogenschnittmündungen der Kare sitzen die Daunmoränen, die hier eine Schneegrenze von 2300 bis 2350 *m* verlangen. Der γ-Gletscher, der aus diesem Kare kam, hatte eine Mächtigkeit von 70—85 *m*; er stürzte ähnlich einem breiten Wasserfall direkt ins Tal, etwas schräge, talauswärts gerichtet. Zuunterst bog er, wie gleichfalls die Form der Gehängeabschrägung bezeugt, energisch — unter dem Druck des Haupttalgletschers — nach links seitwärts um und hinterließ, soweit sichtbar, keine seitliche Trogleiste. Es ist vielleicht unwahrscheinlich, anzunehmen, daß sie völlig fehlte, wir möchten vermuten, daß sie durch die große und hochreichende Schuttkegeltalaufschüttung verdeckt ist; denn jenseits des hier eingerissenen seitlichen Tobels erscheint sie im Westen bereits als kleiner Gehängevorsprung mit eigenem Pfeilerabfall und tritt markanter in Ostsüdosten von Obertal hervor.

Der steile ins Tal setzende γ-Trog ist nicht mehr unzerstört. Wir finden in seiner Sohle eine abfallende felsige Mittelrippe herausgearbeitet; sie ist bewaldet und durch 2—8 *m* und mehr breite sowie 6 bis höchstens 8 *m* tiefe Rinnen eingefaßt, deren Felsgrenzen zum Teil verfallen und verwittert sind und deren Sohle grün ausgekleidet erscheint. Es sind die beiden bewachsenen Daunrinnen, welche die Schmelzwässer des Daungletschers ins Tal führten und dabei eineinschnitten. Unten liegen die ziemlich steilen kurzen Daunkegel, der Abtrag aus dem oben befindlichen Kare, welche Kegel nach links verschleppt sind — unter dem Einfluß des Haupttalkegels, wie die Seitentrogwandung unter dem Einfluß des Hauptgletschers — und in einer seichten Randfurche mit dem Hauptkegel verwachsen. Solche inaktive Randfurchen sind häufig, man findet zwei hievon unmittelbar im Westen der Pfeilerteilungen. Sie gliedern die restlichen Felsen der Trogwand und lösen sie in eine größere Anzahl vegetationsüberzogener Felspfeiler und -erker auf, sie zergliedern, z. B. von schwachen Spuren rezenter Tätigkeit durchzogen, in einem zuoberst siebengliedrigen Rinnensystem, das nach abwärts zu einer Schuttrinne und -halde, konvergiert, den folgenden Graben. Sie sind 5—7 *m* tief, ganz parallel und sehr deutlich eingeschnitten, haben bewachsene Ränder, reichen bis an den Kamm, ohne Bresche in diesen zu legen.

Die dreieckförmige γ-Trogwand der unteren Grenzpfeiler ist schildförmig hervorgehoben. Die Hochflächen darüber scheinen den kräftigen Talzug des Bühlgletschers zu verraten, der jedoch schon im folgenden Pfeiler links auf eine Leiste sich verschmälert und im Profil der nächsten Alphütten nur mehr eine schwache konkave Lehne über dem doppelstufigen Troge, den ich als γ-Trog bezeichne, bildet.

13. Rechte Bergflanke von der Schwarzen Scharte bis Sattleite.

a) Wildgall-Hochflachkofelabfall.

Ein großes Bergtrapez mit der Basislinie nördlicher Schuttkegel des Antholzsees—Schwörz und den Gipfelpunkten Wildgall, 3272 *m*. Hochflachkofel, 3096 *m*, dehnt sich zwischen der Schwarzen Scharte und Antholzscharte oder den Quertälern unter Hochgall und Magerstein aus. An der Ostseite des Wildgalls bemerken wir bereits in der Felswand eine auch auf der Karte zur Geltung kommende ausspringende Kante, die ich dem Gschnitztroge zurechne. Dieser Wandabschnitt ist sehr kompakt, weist im oberen Drittel eine kleine Unterstufe auf und die ausspringende Kante begleitet ihn am oberen Rande vollkommen parallel mit dem Rande der Quertalsohle bis zu jenem ausspringenden Eck, mit dem der Wildgallgrat mehrere hundert Meter über seinem Fußpunkte gegen den Antholzsee vorspringt. Da das Talgebiet zweifelsohne Gletscherwerk ist, die Kante aber infolge ihres Parallelismus sich vollständig abhängig vom Talbau erweist, da die Wand, die sie begrenzt, zweifellos eine Trogwand ist und der Gschnitzgletscher sicher mehrere hundert Meter mächtig war.

so betrachten wir die Kante als Gschnitztrogkante. Durch die Freilegung seines Fußgestells ist der Wildgall insoferne seit der Gschnitzzeit imposanter geworden. Genannte Kante ist zudem eine scharfe morphologische Grenze. Oberhalb derselben weicht der gesamte Felsaufbau des Wildgalls zurück, er ist von zahlreichen zierlichen, türmchenbesetzten und drohenden Gratlinien gerippt, von ausgeaperten Schneerinnen gefurcht. Denn dieses ganze Gebiet befand sich ober dem Gschnitzeisrande, damit den stadialen Verwitterungsvorgängen ausgesetzt und darum in seiner Masse vermindert, während der geschliffene Felssockel erst, wie ich meine, eingeschnitten und dann durch Ausschmelzen des Eises freigelegt wurde. Dann schwingt sich die Trogwandung in bezeichnender Weise um die Bergkante ins Haupttal herum. Wo die genannte Bergflanke beginnt, findet man zuunterst noch den kleinen Wandanschnitt des in das Antholztal vortretenden Daungletschertroges. Dann bildet die Basis des Gehänges der zweistufige Gschnitztrog, dessen obere Kante bis 350 *m* über die Talsohle reicht; er ist durch die aus den beiden regelmäßigen, in den oberen Teil des Gehänges eingeschnittenen Karen kommenden Einschnitte in drei Bruchstücke geteilt, von denen das folgende stets in der Fortsetzung des vorhergehenden liegt.

Diese felsgestuften Gehängebuchten bezeichnen die Einmündungsstellen der Kargletscher der γ-Zeit ins Haupttal.

Der γ-Trog ist noch bewaldet, doch sieht häufig der Fels durch. Oberhalb setzt eine ziemlich geneigte und nicht breite Schulterfläche ein, welche sich im Wildgall-Südostgrate aufschwingt, mit dem Querschnitt eines Troges: seine Wandung liegt bereits im felsigen Ausläufer des Wildgalls, dessen Felsflanke in einem weiten Viertelkreise das Kar umgibt.

Die bemerkenswerte Felsgliederung der Südseite des Wildgalls ist tiefer als die des nur 180 *m* niedrigeren Hochflachkofels. Das Felsrinnensystem ist hier nach oben hin zu Felskelchen ausgebildet, welche tief in das Felsgelände eingreifen und es bis zum Gipfel gliedern. Man zählt zwei große Kelche, dann eine tiefe, wie mit dem Messer eingeschnittene Felsrinne und mehrere seichte Kelche. Bis zirka 2400 *m* herab war der Wildgall neuschneegesprenkelt, dadurch traten die Umrisse der nach unten trichterförmig erweiterten Schneeeinlagerungsstellen deutlicher hervor. Ihre Begrenzung bilden vielgliedrige und nach abwärts strahlenförmig konvergierende Reihen schwarzer Türme, deren man 10 zählt und welche durch ihre Verwitterungsfarbe ihr Aufragen über früher permanente Schneerinnen anzeigen. Die bedeutendste Turmgruppe liegt zwischen den beiden oberen großen Trichtern und besteht aus zirka 40 Türmen annähernd gleicher Dimension und wechselständiger Stellung. Es erscheint hier der in Türme aufgelöste Kern eines zerfallenen mächtigen Pfeilers. Eine zweite Reihe besteht aus sieben steil und stufenförmig übereinandergestellten Türmen, welche, zusammen ein Ganzes bildend, auch nach beiden Seiten steil abfallen. — In eine der weniger

geneigten Furchen ehemaliger Schneelager ist eine eigenartige, überaus tiefe und gerade senkrechtwandige Schneerinne eingeschnitten, von der man, ohne sie besucht zu haben, unentschieden lassen muß, ob sie jünger als die Schnee-Einlagerungsfurchen oder gleichzeitig entstanden ist. Das dunkle, oben in feine Zacken aufgelöste Felsgerüst des Wildgalls trug zur Daunzeit ein Schneerinnensystem, deren fast völlige Ausaperung der Gegenwart anheimfiel und eine leichte Tigerung in der Farbengebung des Gehänges erkennen läßt. Die heutige Felsgliederung erscheint als Folge der Schnee-Einlagerung früherer Zeit. Der Schnee wirkt nicht nur durch Kare und Gletscher, sondern auch durch Rinnen formbildend auf das Felsgehänge. Die weitere Verwitterung geht im Sinne der Zerstörung der Turmserien vor sich. — Der Strebepfeiler des spitzen Wildgalls selbst ist in einer Höhe von zirka »3096 *m*« gekerbt, als ob die Plattform des Hochflachkofels einem durchlaufenden Einschnürungshorizont angehören würde.

Das regelmäßige dreiseitig wandumschlossene Hochkar unter Wildgall und Hochflachkofel ist von Schutthalden erfüllt und nach außen von einer mit gelblichen Anrissen versehenen, sonst berasten Daunmoränenbarre abgeschlossen. Ihr schüttiger Außenabfall reicht, die ganze Breitseite des Kares einnehmend, bis zu der 350 *m* über Tal gelegenen, von Wasserfäden überzogenen γ-Trogwand herab.

Der Südostgrat des Hochflachkofels weist ein typisches, durch Gletscher bestimmtes Gepräge auf: zu unterst, aus der γ-Wand sich entwickelnd, die Ecke des γ-Troges, darüber glatt zurückweichend, wie der Nordschenkel eines U-Tales, mit einer bezeichnenden sohligen Leiste, über welche vielleicht das γ-Eis des Kares seinen Ausweg ins Tal fand; dann steigt der Grat, schwach unter 20—25° geneigt, sichtlich parallel zur Karsohle an, wobei er zunächst gänzlich glatt und ohne jede Unterbrechung ist. Gegen das Kar zu wird er von einem Wandgürtel unterschnitten, der in die Rückwand des Kares umbiegt. An der Umbiegungsstelle schneidet die Fortsetzung dieser Karwand den Kamm und durchbricht ihn in einer zackig umrandeten Bresche. Es ist vielleicht nicht ganz unmöglich, daß der glatte Teil des Grates das Profil eines Kares der β-Zeit darstellen könnte, das erst seitdem in zwei Kare geteilt worden ist. Ich nenne derartige hochgelegene plattenförmige Flächen auf isolierten Rücken oder Graten Deckflächen, da sie einer höheren Folge von Flächen angehören.

Im Westen dieses Grates und im Süden des Hochflachkofels folgt ein zweites Kar. Es ist kleiner als das vorige, dürfte daher seine Anlage auf jene Zeit zurückführen, als der Höhenunterschied im Grate zwischen Hochflachkofel und Wildgall bereits eingetreten war. Die breite durchschluchtete Daunsohle des Kares umgibt ein Saum von Schuttkegeln, die sich zu Schuttsträngen zerteilen und anhäufen, wie infolge der Tätigkeit von Wildwässern; dann folgt der Daunkarwandsaum. Auch hier bilden Daunmoränen, deren Wällchen bis zirka 1800 *m* herabreichen, den unteren Karabschluß.

Das Kar überragt der Hochflachkofel, von Süden gesehen, ein dunkles Felstrapez, das seine Strebepfeiler zwischen Antholz- und Wildgallkar ausbreitet. Der Abfall desselben ist auch hier durchfurcht von einem System weißgrauer Rinnen, welche sich nach oben zu derart verästeln, daß man in der Höhenmitte 11, nahe dem Grate 19 Teilrinnen zählt, welche zusammen eine durch einen Mittelpfeiler unterbrochene Muldung des Felsgehänges herbeiführen oder einer solchen ursprünglicheren ihre Entstehung danken. Die lanzettförmige, etwa 400 *m* hohe Mittelrippe endet zuoberst nicht in einem Turme, sondern die obere Fläche ist fast rein angepaßt der westlich geneigten Abscheuerungsfläche, die dem Hochflachkofel seinen Namen und seine Trapezform verlieh. Die Mittelrippe ist außerdem geteilt und zuunterst von mehreren seichten Rinnen durchfurcht. Es ist die Übergangsform eines Felspfeilers vor seinem Verschwinden im Bergkörper. Er ist dunkelgrüngrau bis schwarz verwittert wie die übrigen schwach hervortretenden flachen Rippen, während die strahlenförmig zusammenschießenden Rinnen weißgrau sind. Sie sind ein erloschenes Schneerinnensystem, das bis 2400 *m*, also in einer Höhe von 600—700 *m*, die Wand durchzieht. In der frührezenten und der Daunzeit besonders bildete der Hochflachkofelabfall ein Schneerinnengehänge mit Felsrippengliederung.

Der westliche Begrenzungsgrat dieses Kares hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem östlichen. Sein auffälligstes Merkmal ist die in einer Höhe von 2451 *m* aufragende Schornspitze, der Scheitel eines breiten, von den γ-Trögen unten angeschnittenen Gehängepfeilers. In den oberen Teil des Pfeilergehänges schaltet sich jedoch eine merkwürdige Hohlform ein, welche dessen Scheitel in der Tat als Spitze erscheinen läßt. Diese fußt wieder auf einer über dem Trogrande befindlichen wohlentwickelten Schulterfläche. Bis zur Schulterfläche reicht der Wald. Den Trogrand als untere Grenze der Schulterfläche wagen wir nicht mehr in die Gschnitz-, sondern möchten sie in die Bühlzeit stellen oder als durch Haupttalgletscher verschleppte Gschnitzfläche bezeichnen. Über dieser Kante findet man 4 größere Felsköpfe mit Abbruchformen aus dem grauen Schuttgehänge, welches die Wiesen freilassen, aufragen. Der fünfte dieser Felsköpfe ist die Schornspitze selbst. Die Schutthalden, welche die dreieckförmige eingebogene Fläche unter ihr erfüllen, setzen Felsformen voraus, welche in das Stadium des Zerfalls übergegangen sind.

Betrachtet man Schornspitze und den vorgelagerten Hohlraum von Westen, so sieht man das tadellose Profil eines sehr kleinen, im Gehänge vorgeschobenen Kares mit erhaltener Rücklehne, aber fehlender Seiteneinfassung, welche lediglich durch Turmreste markiert ist. Die Plattform-Schulterfläche, die eine Art Karsohle ist, trägt Schutthalden und nach außen moränenähnliche Wällchen. Die Trogkante ist vollkommen »ausgespart«, d. h. hat auch rückläufiges, dem Bergkamme zugewendetes Gefälle. Die Isohypse von 2250 *m*, die durch den Hohlwinkel des »Kares« geht, läßt uns diese, in den obersten Teil eines Pfeilers eingedrückte Hohlform als Schöpfung

der Gschnitzschneegrenze erkennen, welche ein Mittelding zwischen Schneegrenzkerbe und Kar darstellt, aber für erstere zu groß, für letzteres fast zu klein ist.

Jedenfalls ist diese den Pfeiler umschneidende Spielart von Kar und Schneegrenzkerbe wichtig zur Befestigung unserer Vorstellung von der morphologischen Tätigkeit der Schneegrenze. Während Tröge und Karmündungen vorwiegend pfeilerbildend sind, ist jene gipfelbildend. Was in der Schweiz häufiger auffällt, eine untere und eine obere Etage von Gipfeln, ist auch an diesem vereinzelteren Punkte beachtenswert. Die Schornspitze ist nicht mehr der Scheitel eines Pfeilers, sondern durch Karanbruch eine Spitze geworden. Das Kleinkar aber ein vorgeschobenes Pfeilerkar.

Daß die Gschnitzschneegrenze in den Scheitel des Pfeilers breit einsägen konnte, war nur möglich, da er noch einige Ausdehnung hatte. Diese wiederum füllt vollkommen den dreieckigen Raum aus, an dem die benachbarten Kare divergieren. Wo sie parallel laufen, also oberhalb der Schornspitze, ist deren Grat zum Hochflachkofelgrat zu einer Schneide verschmälert. Betrachten wir nun den Verlauf dieser Schneide.

Sie zieht von der Schornspitze, 2451 *m*, von einer tiefen Scharte unterbrochen, zackig unter 5° Neigung bis zu einer Kerbe; über dieser erhebt sich ein mehr als 45° geneigter felsiger Steilabfall. Die genannte höchst auffällige Kerbe, welche die spätere Wandgliederung beiderseits beeinflußt hat, halte ich für ein Werk der Daunschneegrenze. Sie hat die beträchtliche Breite von 80—100 *m*. Über dem Wandabfall knickt der Grat neuerdings in ausspringendem Winkel um zu einer 15° geneigten zackigen Strecke in zirka 2600 *m* Höhe, über welcher sich der Steilabfall des Grates zum Vorgipfel des Hochflachkofels hebt. Diese drei breiten scharfen Kerben in 2250, 2451 und 2585 *m* Höhe sind das auffälligste Merkmal in diesem südwärts gerichteten Grate. Sein Westabfall begrenzt jenes merkwürdige aus zwei Karen kommende kurze Hochtal, das über Mittertal an der Stufe des γ-Troges abbricht und das der Klammbach entwässert.

b) Die Kare unter der Antholzer und Gänsebichlscharte.

Steigt man von Mittertal die γ-Talstufe empor, so gelangt man auf der vom Klammbach tief durchschnittenen Stufe auf die moränenbedeckte Stufenfläche der Berger- und Schwörzalpe. Die kleinen Moränen des Almgebietes sind Daunmoränen des vereinigten Gletschers beider Kare, die hier bis zirka 1650 *m* herabreichten und einen leichten Einschnitt in den vorbeipassierenden γ-Trog des Haupttales erzeugten. Die Moränen sind zweiteilig und randlich vielfach mit Schuttkegeln verschmolzen.

Diese Auffassung stimmt mit unserer Beobachtung am Hochgallkare überein. Dort reichen die Daunmoränen bis 1600 *m* herab, hier bei der geringeren Höhe des Magersteins (3270 *m* gegen 3440 *m* des Hochgalls) ist die Endlage der Zunge etwas höher gewesen.

Sonst sind beide Quertäler von ähnlicher Anlage und ähnlichem Umriß, doch ist das jetzt in Rede stehende größer und entbehrt unter der Gänsebichlscharte ein Eisfeld nach Art des Schwarzen Gletschers.

Die eingesenkten beiden Schluchten nehmen an der Trogkante, die sie queren, an Tiefe zu. Weiter oberhalb fließen die Bäche in Schuttkegeln, die ineinandergeschaltet eine Höhe von je 6 *m* und 6 *m* haben. Sie sind der jüngeren Daunzeit zugehörig und entstammen jenen zwei bis drei Gruppen höherer Moränen, welche die Kare erfüllen. Sie sind ein Analogon des nördlichen Antholzer Seekegels, über dem wir gleichfalls zwei Stufen von Daunmoränen unterscheiden konnten.

Der zu den Moränen gehörige, bis zum Ausgang des schönen Hängetals reichende δ-Trog behält eine Tiefe von 50 *m*, im Mündungsprofil hat sein höherer Vorläufer, der γ-Trog, eine Höhe von vollen 150 *m*. Er zieht schräg durch das Gehänge und läßt im Bereiche der Schornspitze einen kleinen Flächenrest frei, den ich in die Bühlzeit stelle. Der Bühltrog des Haupttales dürfte bis zu jenem auffälligen Köpfchen reichen, das den Beginn der breiten schüttigen γ-Kerbe bezeichnet. Mehrere Züge auffälliger γ-Moränen ruhen auf der γ-Trogwand auf. Besonders schön begleitet γ-Moräne den linken Rand über der geweißten Alphütte, wobei sie sich ganz an die Kante hält. Auch hier kommen die Felsen erst etwas unterhalb der Moräne zum Vorschein. Aber es wäre verfehlt, in diesem Gebiete lebhafter Verwitterung die γ-Trogwand in ihrem ursprünglichen Zustande erwarten zu wollen. Stärker als am Ostabfalle des Wildgalls, wo sie kompakter entgegentritt, ist sie hier durch im unteren Teile schutthaldenerfüllte Einrisse in Pfeiler aufgelöst.

Das verhältnismäßig steile und durch die Antholzscharte in 2820 *m* Höhe geöffnete Antholzkar enthält in der Mitte einen weithin sichtbaren, in 1750 *m* Höhe beginnenden und bis 2400 *m* reichenden rötlichgrauen Moränenkörper. Dieser Moränenkörper reicht weder an den Ostfuß der Magersteinfelswände noch an den Westabfall des Hochflachkopfvorgipfels heran, sondern ist von beiden durch einen breiten, etwas gesenkten Aufschüttungsstreifen, einer Zone frischer Wandschutthalden getrennt. Der Wandsaum wieder, der den untersten Saum der Felswände bildet und aus dessen sekundären Einschnitten die Wandschutthalden treten, gehört sichtlich zu diesen Moränen und den tiefer liegenden Daunmoränen und unterschneidet die Gratköpfe der Antholzscharte. Darüber folgt eine leistenartige Erweiterung der Wand, die auf die Gratköpfe leitet. Über diesen ist der Querschnitt der Gebirgsöffnung zwischen den benachbarten Felsbergen analog gestaltet. Über der genannten Leiste erhebt sich ein flacher, zugerundeter Trogquerschnitt, dann folgt neuerdings eine Leiste und ein höherer Trogquerschnitt breiterer Lichtung und größerer Tiefe. Zur Erklärung der Randfurche, welche allem Anschein nach von den genannten Schutthalden verhüllt wird und die die Felswand von der Moräne trennt, muß man wohl die Erosions-

wirkung eines lawinenverstärkten Randeises in Betracht ziehen, da, von hohen Felswänden beiderseits gespeist, ein Lawinensaum heute auch dann noch vorhanden ist, wie Schneereste lehren, wenn der Schnee im Zentrum des Kares bereits geschmolzen ist.

Das Felstrapez des Magersteins endet gegen Süden in einem scharfen, glatten, merkwürdigen Felssporn, wie er in ähnlicher Reinheit nicht zu häufig ausgebildet sein dürfte. Er ist die Schnittfigur der zusammenfließenden Kargletscher verschiedener Zeitabschnitte; als solcher trägt er eine Art Terrassierung gleich dem Konfluenzsporne zwischen zwei Flüssen, der sich aus mehrfachen Terrassen zusammensetzt. Der unterste Absatz des Spornes ist eine glatte, ungegliederte, schwach bewaldete, ziemlich steil absteigende Gratlinie, welche beiderseits von 30—35 *m* hohen plattigen Felswänden begrenzt wird. Parallel mit der zackenfreien Gratkante steigt auch die Fußlinie des Gehänges empor. Nach unten ist der Sporn durch Steilabsatz scharf abgesetzt. Es ist die nach abwärts verlängerte ziemlich dünne, trennende Scheidewand des δ-Gletschers. — Dann folgt nach oben ein steiler, kantiger Felsaufschwung von dreifacher Höhe; dieser knickt nach oben an einer spitzen Ecke in eine wenig geneigte kurze, glatte, zackenlose Gratschneide um, welche alsbald in einem stumpfen Winkel an einen neuen, dritten Steilabfall der Felsschneide stößt. Dieser Steilabsatz, unten noch glatt, weist von einer ausspringenden Ecke an ein Zurückweichen unter Zerfransung und zahlreichen kleinen vorspringenden Zacken auf. Er stützt einen Vorturm des Gipfels, an dessen Höhe er von scharfer Ecke an nun wieder sanft geneigt unter feiner, von der vorigen im Detail stark abweichender Zackung zurückweicht. Die Höhe dieses dritten Steilabsatzes entspricht der des zweiten. Diese dreifache Kehlung der Gratlinie ordnet sich sowohl der Art und Lage, wie nach der Größenordnung in die Erosionsformen der δ- und γ_2- und γ_1-Zeit. Die geringe Breite und Zackenfreiheit der wenig geneigten Kantenstücke spricht in diesem Falle vielleicht weniger für Schneegrenzkerben; das streifenweise Angeschlossensein an die Karwände analog der Art des Vorkommens der Trogwände im Tale deutet eine stufenweise Vertiefung des Karraumes zu den γ- und δ-Zeiten an. Die absteigenden Äste der Kehle betrachtete ich jeweils als die heute höher gelegenen Ansatzstellen älterer Kare, die aufsteigenden Äste der Kehle als die Steilprofile der zugehörigen Karwände. Das oberste Sohlenprofil wäre dann in die β-Zeit zu stellen.

Südwestlich vom Sporne des Magersteins betreten wir den oberen Abschnitt des Karzuges unter der Gänsebichlscharte. Der Eingang in dieses Kar ist noch etwas außerhalb des Magersteinspornes durch eine hufeisenförmige Felsstufe bezeichnet, welche in der Verlängerung des Magersteinspornes ansetzt und in einem einwärtsgekehrten Bogen nach dem rechten Gehänge zieht. Über dieser noch der Daunzeit angehörigen ausgesprochenen Konfluenzstufe, deren mögliches Gegenstück unter der Antholzscharte durch den Moränenkörper verhüllt sein könnte, ist der obere Karraum durch

eine weitere Stufe geteilt. Auch sie ist hufeisenförmig und umschließt mit dem aus ihr hervorgehenden parallelen Wandstreifen ein kleines schutterfülltes trogähnliches Hochtälchen, über welchem sich eine hufeisenförmige Leiste anschließt, die der felsige Rahmen der Berge umgibt.

Der zweite hufeisenförmige Wandgürtel hat eine Höhe von zirka 50 *m*, seine Ufer bezeichnen einen Gletscher von zirka 150 bis 160 *m* Breite; er gehört der Daunzeit an und wir möchten die adäquate Form, welche sich rein proportional an den Gletscher anschließt, auch in die Daunzeit stellen.

Der tadellose Trog hat zum Inhalt rezente und frührezente, etwas begrünte Schutthalden. Beiderseits sitzen dem Ufer des Troges auf und flankieren denselben Daunmoränen; die rechte greift etwas bogenförmig zurück. an ihrer Ansatzstelle in nächster Nähe der Daunkarwand wenig mächtig. An dieser Stelle, wo ihr eine Schutthalde aufliegt, hat sie eine Höhe von zirka 2450 *m*. Da nun die Ansatzstellen der Moränen uns nach den Untersuchungen von H. Heß die Höhenlage der damaligen Schneegrenze angeben, die genannte Zahl aber, wie erinnerlich, bei den Kerben, die wir als Schneegrenzkerben bezeichneten, vorkommt, so gewinnt durch den letzten Fund unsere Auffassung von den Schneegrenzkerben ganz offensichtlich eine weitere Stütze.

Quer durch die genannte Moräne führt der Alpenvereinsweg. Sie bildet eine breite Anschüttung bis zur Kante des unteren Dauntrogschlusses. Sie folgt genau der Trogwand, randet sie höher zu und schlingt sich in leichtem Bogen von Felskopf zu Felskopf. Die linke Moräne ist von der Kante des Trograndes zirka 10 *m* seitwärts gerückt, folgt aber in diesem Abstande genau seinem Verlaufe. Mag diese Entfernung der Moräne vom Trogrande auch sehr gering sein, so fordert sie doch eine Erklärung. Wir erhalten sie, wenn wir den Troginhalt mustern. Am Fuße der Trogwand unter der genannten Moräne liegen Schutthalden. Würden wir hier gewöhnliche Schutthalden vor uns haben, so müßte deren Ablagerung Einrisse in der Trogwand voraussetzen, da der Wall der oberhalb gelegenen Moräne eine Schuttzufuhr vom höheren Gehänge ausschließt. Solche Einrisse nun, aus denen sie hätten kommen können, fehlen; sie stammen sichtlich von der Ufermoräne selbst und repräsentieren deren vom Trogrande abgerutschten und am Fuße der Trogwand zur Ruhe gelangten Teil. Es ist also hier nicht die Ufermoräne außerhalb des Trograndes abgesetzt, sondern nur der stabile äußere Teil derselben erhalten geblieben, der labile innere dagegen in die Tiefe gesunken. Trogrand und Moräne decken sich und reichen hier nicht viel über 2400 *m* hinauf.

Wo der Trog δ_2 in den tiefer gelegenen Trogschluß der δ_1-Zeit sich einsenkt und aufhört, beginnt eine diesen durchsetzende Bachschlucht. δ_1 reicht viel tiefer, bei 2300 *m* bildet die Moräne eine Terrasse; unfern derselben, enge an den Trogrand geknüpft, setzt mit 2300 *m* die γ-Ufermoräne als ein breiter, wohlberaster Wall ein.

Dies geschieht genau gegenüber dem Magersteinsüdsporn, der in etwas größerer Höhe (2380 *m*) ansetzt. Nach einem Verlaufe von kaum 25 *m* zeigt sich in der Moräne der Druck der von der Antholzscharte kommenden Eismassen; sie biegt aus der Südost- in die Südwestrichtung um. Diese Ufermoräne, die nach der Höhe ihres Ansatzpunktes, in welcher sich die schöne γ-Schneegrenzkerbe im Südwestgrat des Hochflachkopfes befindet, ist wohl in die γ-Zeit zu stellen. Sie liegt hier hoch über Tal und fällt steil im Gehänge parallel zu diesem ab.

Ich habe nun versucht, einen Einblick in die Kargesellschaft, die sich an das Gänsebichlkar im Süden anschließt, zu gewinnen und die mit abnehmender Höhe des Kammes an scharfer Ausprägung verliert. Zu diesem Zwecke hielt ich von der Ansatzstelle der Moräne eine möglichst ideale Linie durch die Kare gegen den Rammelstein zu ein, um einen klaren Einblick in die Formen des Gehänges zu erlangen. Das Klimmen über das Haufwerk gestürzter Bäume, knorriger Latschen, moosüberwucherter Felsen, verwachsener Trümhalden abseits von jedem gebahnten Wege verursacht, wie jede derartige Querung einer Karreihe, eine ungewöhnliche Mühe. Doch ist das Resultat eine Bestätigung des Eindruckes, den man über die Genesis dieses Kargebietes vom entgegengesetzten Talgehänge gewinnt.

c) Die Kleinweißkare und Gräben.

Erhebt man sich über Mittertal zur unbenannten Alphütte in zirka 1800 *m* Höhe im Ostgehänge, so erblickt man sich gegenüber im Nordwesten einen Erosionsraum unter der Spitze Kleinweiß, 2976 *m*, welcher so scharf in das Gehänge eingesetzt erscheint, daß seine teilweise Rekonstruktion keine Unmöglichkeit ist. Die eine Linie, welche als jüngere Erosionslinie erscheint, ist das Zackenprofil des Grates, welches Kleinweiß überhöht. Dann die erodierten Karräume, aus denen als ein morphologischer Horst aus gesunkenen Flächen sich ein Mittelkamm erhebt. Endlich die dem Tale zugewandten Außenflächen des tieferen Gehänges mit Troganschnitten, die sichtlich einer anderen (älteren) Flächenordnung angehören. Es ist ein Doppelkar vorhanden, das durch breiten Sattel, der den Mittelkamm von seiner Fortsetzung im Hauptgrate, der Kleinweiß, völlig abspaltet, in Verbindung steht. Wo die flachen Karsohlen in die steilen kurzen Quertäler umbiegen, liegen in beiden Karen scharf umgrenzte Moränenkörper der Daunzeit. Trogwände unterschneiden den Mittelkamm, bilden die Ufer der Quertäler und stoßen in Kanten an die einer anderen Zugordnung angehörigen Außenflächen. Die Absattelung des Mittelgrates vom Hauptkamme befindet sich in einer Höhe von 2400 bis 2450 *m*, es hat also — in Verfolgung unserer früheren Anschauung — die Schneegrenze in den Grat eine so tiefe Kerbe gelegt, daß sie die Form einer Bresche angenommen hat, welche die Nachbarkare in Verbindung setzt. Die dadurch abgeschnürten außerhalb gelegenen Gratstücke nenne ich »abgesattelt«.

Begehen wir das überblickte Kar. Aus dem Gänsebichlkar führt von der Ansatzstelle der Moräne ein schmaler Hirtenpfad nach rechts um den Pfeiler, der von Kleinweiß nach Osten abfällt, herum. Über dem dreifachen Blockkörper der Daunmoränen und der durch Schluchten zerteilten 40 bis 50 *m* hohen Dauntrogwand erhebt sich das Ufer eines größeren Gletscherbettes, das wir als das der γ-Zeit betrachten, noch 150 bis 200 *m* hoch. Unterhalb des Uferrandes, aber nicht allzu tief, befindet sich die γ-Ufermoräne des Gänsebichlkares. Jenseits der Moräne passieren wir die Kante der dreiteiligen Außenfläche des genannten Pfeilers, dessen Spitze im Punkte 2389 *m* liegt. Die unterste Flächenfazette gehört dem γ-Trog des Haupttales an; die zweite, darüberliegende, biegt unter Angleichung an die Richtung des Haupttales, aber stark divergierend mit der Richtung des Daungletscherbettes nach Süden um. Wir betrachten sie als die isolierte γ-Trogwandung des Gänsebichl-γ-Gletschers, welcher durch den Hauptalgletscher verschleppt wurde und daher auch der von ihm angeschliffenen Seitenfläche die Wendung nach rechts gab. Darüber »hängt« eine dreieckförmige Deckfläche mit der Spitze in 2389 *m*, eine der schönsten isolierten Flächenreste des Tales, wohl der Bühlzeit zugehörig, ein Seitenstück zur Schornspitzfläche ohne eingelassenem Gschnitzkar.

Die südliche Kante der beiden oberen Flächen bildet die linke Grenze des Kleinweißdoppelkares und verläuft von Kote 2389 *m* in sanftem Bogen nach Süden. Da diese Kante mit ihrem Gegenstück eine Verschmälerung des Karraumes nach abwärts bedeutet, so muß der Körper, der für die Erzeugung dieser Kante verantwortlich zu machen ist, nach abwärts sich verjüngt haben. Da aber ein solcher Körper nur der Gletscher sein kann und eine Verjüngung desselben nur unterhalb der Schneegrenze stattfindet, so wissen wir, daß die Schneegrenze, welche für die Erzeugung dieses Raumes heranzuziehen ist, oberhalb der nach abwärts konvergierenden Umfassungslinien zu finden sein wird. Auf diese Art beweisen wir, daß der vorliegende Hohlraum einem bestimmten Gletscher von bestimmter Schneegrenzlage seine Entstehung verdanken muß, und das kann hier nur der γ-Gletscher gewesen sein. Seine einer bestimmten Schneegrenzlage entsprechende Größe ließ einen sozusagen vollkommenen Hohldruck ihrer Form zurück. Betrachten wir weitere Beweisstücke.

Sobald man an die erwähnte Kante, den linken Rand der Hohlform von Norden herantritt, bemerkt man eine dürftige Ufermoräne. Sie ruht der Kante auf, über dem steilen Trogabfall der Hohlform. Sie beweist, daß zur γ-Zeit das Tälchen bis zum Rand herauf mit Eis gefüllt war. Sie ist nur schmächtig entwickelt, da die Felsüberhöhung oberhalb nur spärlich war. Im Talgrunde selbst liegen die Zeugnisse einer jüngeren Gletscherzeit, die Daunlängswälle. Ihr ausgeprägter, oben das Kar mit einer Schwelle abschließender Blockkörper reicht bis 2100 *m* herab.

Wir betreten nun die arg zertrümmerte γ-Trogwand des Mittelgrates; es ist ein ganz charakteristischer Körper, den man damit

erreicht: zuoberst abgekappt durch einen Sattel, beiderseits von Trogwänden unterschnitten, trägt er eine steil zu Tal fallende Deckfläche, welche in der Mitte durch eine Querkante geteilt ist. Die Basis derselben ist die γ-Trogkante des Haupttales, gegen die sich die beiderseitigen Trogwände verschmälern.

Sobald wir uns durch die zerklüftete γ-Trogwand durchgearbeitet haben, bricht die Gehängefläche in rechtem Winkel zur Trogwandfläche ab. Dieselbe gehört dem Haupttalgehänge, wie jene dem Quertalgehänge an. Das erstere erscheint nicht fluviatil, sondern als eine in kleinen Schutthalden verstürzte, zum Teil in Felsriffen erhaltene Trogwand, die, nach unten kantig begrenzt, einem Tale früherer Zeit angehörte, das in höherem Niveau geführt wurde. In dem Augenblick, in dem wir an die südliche Kante dieser Grenzfläche treten, wo der Blick in das nächste kurze Quertal fällt und deren Verschneidung mit der Trogwand erfolgt, stieß ich auf eine der schönsten Ufermoränen, die Trogrändern aufruhen, die mir je untergekommen sind. Der Wall besteht aus großen Tonalitblöcken und Geschieben, die aus einer festen Rasendecke aufragen, er ist zirka 6 *m* einschließlich der Wölbung breit und fällt als berastes und bewaldetes Blockgehänge, mit der früher erwähnten Deckfläche eine seichte Verschneidung bildend. Der Anfangspunkt der Moräne liegt in zirka 2225 bis 2250 *m*, das ist die einwandfreie Schneegrenze der γ-Zeit, und können wir die Moräne nur als γ-Moräne betrachten. Sie zieht dem Rand entlang abwärts und bildet, wie man sich dies nicht deutlicher wünschen kann, den ausgesprochenen Uferrand des Tales. Man kann die eine Hand auf die dem Troggrand aufruhende Moräne, die andere auf die Trogwand legen. Wir können die Erzeugung der Hohlform des Tales daher auch nur in die γ-Zeit stellen.

Versuchen wir den Gegenbeweis. Es ist nicht anzunehmen, daß das Bühleis mit seiner tieferen Lage der Schneegrenze genau denselben Raum wie das γ-Eis beansprucht hätte. Der Raum des Bühleises oder Würmeises muß größer gewesen sein. Der scharfe Rand der Hohlform für β- und Würmeis ist durch nichts zu rechtfertigen; es wäre unbegreiflich, daß sich die γ-Ufermoräne hartnäckig an diesen Rand halten würden, wenn sie nicht in engster genetischer Beziehung zu demselben stünde; der genannte Hohlraum steht endlich zu keinem anderen Gletscher in Proportion als nur zu dem einen, dem γ-Gletscher. Wir vermögen weder den γ-Gletscher vom Hohlraum noch diesen von der γ-Ufermoräne zu trennen; sie bilden ein unlösbares zusammengehöriges Ganzes. Wir kommen zu dem zwingenden Schlusse, der Hohlraum ist das Werk des γ-Gletschers.

Wandern wir die Ufermoräne abwärts, so bewegen wir uns fortwährend an der Grenze zwischen der genannten Außenfläche und dem Trogwandabfall zum Haupttal. Diese Flächen stoßen in fast rechtem Winkel zusammen. Die Ufermoräne sitzt nicht etwa einem oberen, weniger geneigten Teile der Trogwand auf, sondern diese fällt unmittelbar steil ab. Sie ist waldbedeckt, aber so steil, daß geraume Zeit jeder Durchstiegsversuch an senkrechten Wand-

absätzen endete. Erst nachdem man längere Zeit die steilabfallende Moräne verfolgt hat, ermöglicht ein gebrechlicher Hirtenpfad den Durchstieg durch die Wand in den von einer ausgebreiteten Daunblockwallserie erfüllten Talgrund. Wir queren den Talgrund und treffen, über den jenseitigen, weniger geneigten Trogwandabfall ansteigend, an dessen oberer Kante wiederum eine Ufermoräne, das gleichaltrige und entsprechende Gegenstück der vorhin verlassenen. Es sind dies Stellen, denen gewiß überzeugender Wert bezüglich der hier vorgetragenen Auffassung zukommt.

d) Der Pfeiler des Kopfwaldes und Nachbarkare.

Mit der genannten Moräne passiert man neuerdings die Grenzlinie zu einer dem Haupttal angehörigen Pfeilerfläche, welche vom Hochhorn ausgeht. Sie enthält eine breite Terrasse eingesetzt, mit den Wiesenflächen der Kumpfler Alpe und den Wallmoränen des γ-Haupttrograndes. Sobald man an die Ecke des Pfeilers kommt, an jene Stelle, wo sich das Quertal des Sattelspitzes öffnet und jenen unterscheidet, stoßen wir wieder auf eine querlaufende Moräne, die dem Trogrande aufruht. Ich nenne derartige erhabene Ränder an den Grenzen eines früheren Gletschergebietes Ranftmoränen. Der Trog des von Sattleite, Sattelscharte und Hochhorn, 2708 *m*, überhöhten Alpltales ist wenig felsig und seicht. Das Trogtälchen geht oben in einen flachen Grund über, den eine ausgedehnte Daunblockmasse verhüllt. Wir treffen sie schon unter 1900 *m*, sie weist bei zirka 2050 *m*, zirka 2080 *m* je eine breite Wallstufe auf, die dritte Wallstufe schneidet eine 3-*m*-Ufer-γ-Moräne des Randes ab.

Im Süden der »Alpl«-Hütte ersteigen wir den hier wenig hohen γ-Trog, dessen Verlauf eine wahrscheinlich seinem ganzen Rand folgende Ufermoränengruppe begleitet. Es sind drei Wälle vorhanden von durchschnittlich 2 bis 3 *m* Höhe, von denen der erste knapp unterhalb der Stelle, wo ein Weg ihn schneidet, einen Kogel bildet. Sie sind echte Ranftmoränen. Beiderseits des folgenden Grabens mit der Haidacher Alpe haben wir wieder typische Ranftufer, von denen der linke über dem nunmehr aufgelassenen Wildbachverbauungshause eine große Kuppe bildet.

Überblicken wir den gequerten Hang von der Gänsebichlscharte bis zur nunmehr erreichten Alpe Grente, so haben wir vier getrennte Kargebiete mit von ihnen ausgehenden steilen Quergräben zum Haupttal, fast jedes derselben beiderseits von Ranftmoränen begrenzt. Wir zählten im ganzen sieben ausgesprochene, je einem eigenen Uferrand entsprechende Ranftmoränen, von denen einzelne aus zwei bis drei Wällen bestehen. Überall besteht strenge Trennung zwischen der großen, den Kargrund erfüllenden Blockmasse der Daunmoränen und den hoch über ihnen, dem älteren Gletscherufer entlang ziehenden γ-Ufermoränen. Nur an einer Stelle, wo der γ-Trog infolge geringer Kammüberhöhung seicht ist und das Gehänge der Ufermoräne den obersten Teil des Troges verkleidet, schneidet sie von unten her Daunmoräne an.

Das geschilderte Gehänge ist demnach ein typisches Ranftgehänge mit scharf eingesenkten γ-Hohlformen, deren Ränder jeweils durch Ufermoränen markiert sind.

14. Das linksseitige Gipfelgehänge vom Knebelstein bis zum Schindlholzer Rudl.

Wir wenden uns der Betrachtung des linken Talgehänges zu, dort, wo wir es verlassen haben, am Knebelstein. Auch hier ist eine Reihe scharf und kantig umgrenzter, tiefeingesenkter Kare vorhanden; sichtlich von gleicher Bildungszeit wie die besprochenen der rechten Talseite, doch jünger als eine ausgedehnte geneigte Hochfläche, welche sie zu durchschneiden scheinen und die sie in ihrem Bereiche vernichtet haben.

Der Knebelstein füllt die Talbeuge aus, weshalb seine vier Kare und die von ihnen ausgehenden Furchen eine Art speichenförmige Anordnung zeigen. Der Knebelstein selbst ist eine breitflächige Erhebung mit vielen in Buckelform auftretenden Felsnarben. Sein nördliches Kar hat eine ziemlich geradlinige Begrenzung im Scheitelkamm, in der Höhe der Daunschneegrenze, 2450 *m*, in die die kleine Grüblscharte scharf eingesetzt ist (2412 *m*). Der Trichter des Kares liegt tief unter der Daunschneegrenze, er gehört der Gschnitzzeit an; aber auch die Daunzeit hat ausgezeichnete Kare hinterlassen; sie nisteten sich über dem Gschnitzkar in dessen beiden oberen Ecken ein, sind von gleicher Größe, Höhenlage und gleicher Höhe der Umrahmung, haben schwach ausgebildete und verwitterte Karwände und Karsohlen, die gerade über dem Karwandrand der γ-Zeit enden. Hier ist wieder ein Beispiel sehr prägnanter und gesonderter Ausbildung der Daunkare gegenüber dem tiefer gelegenen und geräumigeren Gschnitzkar, von dem ein steiler, von Wandflächen eingefaßter Trog ins Haupttal herabzieht.

Nun folgt der höchst charakteristische erste der Nordwestgrate des Knebelsteins. Jenseits desselben liegt ein zweites, in einen trogförmigen Graben auslaufendes Kar. Es enthält nach außen zu die Bichlalpe. Auch in diesem Kar finden wir den trogförmigen Auslaß des Eises, die den Mittelgrund erfüllende γ_2-Moränenmasse, die hiezugehörige γ-Karwand und darüber eine kleine, nett ausgebildete Karnische der Daunzeit unter dem Scheitel des Knebelsteins.

Der genannte Zwischengrat steigt in mehreren, erst sanften, dann steilen Absätzen zur Tiefe, ist nach unten pfeilerförmig erweitert und im nördlichen Dreiviertelteile der Erweiterung von einer steil abziehenden Schlucht durchbrochen, so daß vom ursprünglichen Kamme nur eine Lamelle übrig blieb, die jedoch genug besagt. Sie trägt jene typische Querriefung, wie alle jene Kämme, die nicht in der Fallrichtung, sondern in der Richtung quer dazu, also in der Talrichtung, bearbeitet worden sind. Die Querriefung besteht aus einer Reihe paralleler, talauswärts im selben Sinne geneigter Felsschwellen, welche das charakteristische Gepräge langgestreckter

Rundhöcker tragen und von den Zuglinien des Eises geformt worden sind. Allein, sie sind sowohl vom scharfen Rand der oberwähnten, sicherlich ganz jungen fluvialen Schlucht nach oben, wie vom scharfen Rande des Bichlkares und -troges nach unten abgeschnitten, so daß sie vollkommen isoliert den Rest eines hängenden Talbodens darstellen. Seine Grenzen sind Erosionsgrenzen anderer Formen und diese Erosionsgrenzen bezeichnen die morphologische Diskordanz zwischen älteren und jüngeren Formen. Die jüngeren Formen scheinen durchaus morphologische Einbrüche in die älteren Formen darzustellen und die ältere Form können wir nur über die jüngeren Hohlräume hinweg rekonstruieren und stoßen damit auf vollkommen verwandte talauf- und talabgelegene Formen, welche gleichgeartete und gleichverwitterte Deckflächen darstellen und sich zwanglos in das ältere Gehänge einfügen.

Die vollkommene Diskordanz der Abflußrichtungen der älteren und jüngeren Form, die sich unter fast rechtem Winkel schneiden, ist wohl der beste Beweis für die Verschiedenaltrigkeit der Formen. Der ältere Talhorizont neigt sich nach Südsüdwesten, wie das Haupttal, die jüngeren Quertäler nach Nordwesten. Ersterer ist hoch gelegen, letztere sind tief. Ein Übergang, eine Umbiegung zwischen beiden findet nicht nur nicht statt, sondern die jüngere Form schneidet die ältere ab und durch. (Ein Unterfließen anzunehmen, wäre ebenso untunlich wie unnötig, da die angegebene Deutung, wie ich glaube, alle Fragen, die sich an die verschiedenen Seiten der Erscheinung knüpfen, befriedigend erklärt.)

Der linke Rand des Bichlkares und -grabens ist gleichfalls scharf und steilrandig und wir treffen sofort auf die Fortsetzung der vorigen Deckfläche mit ihren bereits bekannten, früher geschilderten Trogabstufungen, die ich in γ-, β-, *w*-Zeit stelle.

Jenseits dieses Pfeilers, der gleichfalls die bekannten Trogabstufungen und zuoberst eine gestufte Hochfläche trägt, folgt das Westkar des Knebelsteins. Es ist klein, besitzt eine kleine γ_2-Moränenmasse und geht aus ihm ein kleiner Graben hervor, den wir in die γ-Zeit stellen möchten.

Der Knebelstein selbst bildet eine ausgeprägte, nach den Seiten schwach abfallende Hochfläche, welche nach Nordwesten und Westen von Karen, nach Südwesten von einer parallelogrammartigen Schlucht unterschnitten ist. Der kurze Querkamm, welcher von hier ausgeht, zeigt sich analog geformt wie die Nachbargrate, entstanden durch die Tätigkeit derselben Kräfte.

Nun folgt ein viertes Kar, welches der Ochsenfelder, 2589 *m*, bzw. 2616 *m* überhöht. Sein Abfall gegen die Knebelsteinscharte im Norden weist eine leichte Zackung auf; nach Süden geht sein etwas zackiger Kopf in die breite Gipfelterrasse von 2589 *m* über. Beide Gipfel überhöhen ein hübsches Doppelkar, deren höheres asymmetrisch in die Nordostecke des Karraumes eingefressen ist, mit dem Kargrunde in zirka 2400 *m* Höhe; der mittlere Teil des zweiten liegt mehr als 100 *m* tiefer. Das tiefere stelle ich wie vorhin in die γ-,

das höhere in die Daunzeit, doch reicht die Blockmoränenmasse der Daunzeit bis in den tieferen Kargrund herab, dessen randliche Grenzen nach unten unter einem Winkel von mehr als 90° zusammenschließen. Das Ende der Moränen dürfte bei 2150 *m* gelegen sein. Der von hier auslaufende kleine Trog durchschneidet wiederum glatt ältere Flächen, ist den übrigen Trogen der γ-Zeit proportional und in dieselbe Zeit zu stellen.

Und nun stoßen wir neuerdings auf eine isolierte, langgestreckte, an den Hauptkamm anknüpfende Kammlamelle, welche beiderseits unterschnitten und sozusagen ausgespart, eine Wiederholung der früheren Kammprofile darstellt. Sie setzt in einer Halbsattelsenkung des Kammes in zirka 2500 *m* ein, zeigt einen sehr ruhigen, später weit ausladenden, fast horizontalen Verlauf, ist beiderseits von seiten der Grenzkare her wandunterschnitten und wird beiderseits von gefranster Randlinie begrenzt. Nach unten geht auch dieser Pfeiler in die gewohnten Trogabfälle über.

Seine Südgrenze bildet ein ovales oder fast kreisrundes, wohlentwickeltes, seichtes Kar, welches wir in analoger Weise wie die übrigen in die γ-Zeit stellen müssen. Es ist eines der schönsten γ-Kare der Gruppe, wird von einer sehr schönen, gleichmäßig hohen Karwand, die bogenförmig den oberwähnten Grat unterschneidet, im Norden begrenzt, weist im Scheitel den regelmäßigen Sattel des Ampertörls, 2410 *m* auf, besitzt eine Rundbuckelsohle, welche in der Mitte nach oben etwas gewölbt erscheint, eine Erscheinung, durch eine nach innen zu etwas verschwommen begrenzte, rundumlaufende Randfurche hervorgerufen. Die stattliche Ausbildung des Kares ist eine unmittelbare Wirkung, der es im Süden überhöhenden Amperspitze. Der Umriß des Kares ist wieder ein modellartiges Beispiel der Zugehörigkeit eines Kares zu einem bestimmten Firnbecken und zu bestimmter Schneegrenzlage. Seine Verengung, also jene Zone, in welcher auf dem Firnfeld die Abschmelzung die Ernährung überwiegt, und durch welche die Schneegrenze läuft, liegt zwischen 2200 und 2300 *m*. Die Amperspitze, deren nördlicher Steilabfall das Kar beschützt, erhebt sich mit sehr entfernter Ähnlichkeit mit dem Matterhorn oder einem liegenden Löwen oder einem Roßrücken mit Hals, wenn man den Blickpunkt ihr gegenüber im Westkamm des Antholztales wählt. Von ihren drei dem Antholztal zugewendeten Graten tragen der Nord- und Westgrat auffällige Kerben; der eine in 2550 *m* und 2650 *m* Höhe, der zweite in 2550 *m*, zirka 2450 *m* und vielleicht in 2350 *m* Höhe. Der breite Südkamm der Amperspitze weist eine sehr kleine, 2670 *m*-Kerbe in Südexposition auf, die der 2650 *m*-Kerbe in Nordexposition entspricht, dann eine höchst auffällige Hangkehle in 2550 *m*, während die übrigen, wenn vorhanden, in dem glatten gewölbten Südabfall, von Ferne gesehen wenigstens, nicht zur Geltung kommen.

Die Westseite der Amperspitze weist noch eine Zerschneidung durch zwei Runsen auf; darüber ist die Kammlinie im allgemeinen konkav, an scharfer Kante gegen das Eisatzmauertal abgebrochen.

Darunter dehnt sich das stattliche, aus zwei weitflächigen Karen zusammengesetzte γ-Firngebiet des Eisatzmauertales aus, dessen Trog noch gut kenntlich ist und den bedeutendsten linksseitigen γ-Zufluß des Antholztales faßte. Den einen Teil der Firnbeckenfläche bildet die Taistner Hinteralpe, über die sich die stattliche Amperspitze, nach Norden ein Hochgebirgsantlitz mit felsigen Steilabfällen, nach Süden ein Mittelgebirgsantlitz kehrend, schlank erhebt. Eine wenig hohe Gratrippe mit Deckfläche von dem Gipfel Million, 2442 *m*, ausgehend, trennt die nördliche von der nächsten südlichen Firnbeckenhochfläche, im Süden von den gleichfalls nordwärts felsig abfallenden Eisatz und Schindlholzer Rudl überhöht. An ihnen ist der Graskantentypus der Gipfel, wie ich ihn in den Liptauer Alpen festgestellt habe nur einseitig erkennbar. Im Südkar sind die Daunkarwand und wohl entsprechende Absätze der γ- und β-Zeit erkennbar. Hier liegt der Daunmoränenkomplex, ein grüngrauer, von etwas Vegetation und Wald durchsetzter Schuttraum. Die den Karraum unterbrechende Millionkammfläche, von der Art früher erwähnter Kammlamellen, setzt sich ausgesprochen am Anfang der linken Talseite fort. Unterhalb folgt die γ-Kante, über ihr taleinwärts eine Steilfläche, die zu einem Hochkar führt. Seine Fläche neigt sich bereits rienzwärts und breitet sich im Nordwestschatten der Wände des Schindlholzer Rudl aus. Seine mittlere Höhe beträgt zirka 2250 *m*; es liegt auf einem Kamm und endet über dem unbenannten Sattel zum Durakopf. Die besondere Lage, nicht im Hintergrund des Talraumes, sondern in seiner Flanke, dazu auf einem Kamm aufruhend, kennzeichnen es, wie seine mittlere Höhe als Erzeugnis der Schneegrenzkerbe der γ-Zeit, als Gschnitzkammkar. Im Eisatzmauertal ist mehrfach die γ-Moräne in gelblichen Plaicken entblößt. Der Durakopf endlich ist ein durch ein Kar abgeschnittener Bergkopf. Von ihm geht ein charakteristischer langer Grat im Bogen nach Westen aus, in 2180 *m* Höhe. Wo er wieder nach Südwesten umbiegt, liegt die Kuppe 2204 und an seinem äußeren Ende der 2144 *m* hohe Lutterkopf, welcher mit seinem Steilabfall nach Westen und Süden den Eckpfeiler des westlichen Antholztales bildet. Seinem Innenabfall zieht fast 200 *m* tiefer eine breite, zum Teil mit Moräne bedeckte Leiste entlang, welche sich sanft talauswärts senkt und an der Kante des Imberger Tobels abbricht. Aber sie setzt sich in der breiten Plattform von Breitwieser fort, welche genau einen ähnlichen massigen Bergsporn zwischen Antholz und Rienztal bildet, wie der Lutterkopf in einem höheren Talhorizont. Es sind an der nordwestlichen Lutterkopflehne noch mehrere charakteristische Punkte zu erwähnen, welche unsere Anschauungen bestätigen. Einmal ist die Lehne, deren Eckpunkt der Lutterkopf mehr bildet, als daß er ein selbständiger Berg wäre, karfrei. Was zur Bühlzeit an Felsformen hier geschaffen wurde, muß in Schutt zerfallen sein; γ- und δ-Schneegrenzen lagen aber schon oberhalb des Lutterkopfes, als daß sie in die Gehängebildung eingegriffen hätten. Vom Durakopf an mit dem Langeggtal ist diese ganze Lehne jäh zerschnitten. Wir haben damit den Beweis, daß

also hier auch zur γ-Zeit der eigentliche Aufschwung des Kammes begann. Und von hier an folgen die Quereinschnitte und jüngeren Unterbrechungen der älteren linken Antholzlehne bis zum Staller Sattel, von nirgends allzu stark abweichender Größen- und Höhenordnung. Die Dichtigkeit der γ-Kare und Gräben nimmt bei Verschmälerung des Lehnengrundrisses und gleichzeitigem Höhenwachstum zu; die längsten Quertäler und ausgereiftesten Firnbecken knüpfen sich an mittlere Höhe, aber bedeutende Massenanschwellung. Die γ-karspendenden Höhen der linken Lehne schwanken zwischen 2271 und 2820 *m*. Die auffällige Lutterkopflehne, welche bei Neuhütten in 1900 bis 1950 *m* abbricht, wir treffen sie in einer nahe horizontalen Fläche westlich vom Amperspitz in über 2000 *m* Höhe, sie steigt in den bescheidenen Flächenresten bis unter die Rote Wand auf 2500 *m* an, stets also zirka 300 *m* unter dem Anstieg der Spitzenlinie. Nur die Amperspitzgruppe durchragt letztere und bildet eine eigene Kulmination im Bergblocke zwischen Antholz und Gsieser Tal. Das ganze Talgehänge gliedert sich also, von den Spitzen abgesehen, in drei sehr verschiedene Abteilungen: 1. Die 14gliedrige Pfeilerreihe über der Talsohle, wobei die Pfeiler mehrfach der Horizontalen genähert, gekantet sind, die Kanten jedoch durch Querschluchten unterbrochen sind; dann das in doppelter Stufe zurückweichende Gehänge, nur in den Kammlinien der Querkämme und ihren Verbreiterungen ersichtlich, und zwar: Lehne am Lutterkopf, Doppelstufe im Duranordwestkamm, doppelte Deckfläche am Amperspitz, felsnarbendeckte Fläche am Knebelstein; zum dritten die Kareinbrüche in die ältere Fläche. Von untergeordneterer Bedeutung sind die kleinen Gipfel, die Gruppe der fluvialen Schluchten (und Einrißtobel); der Verlauf der Kammlinie, sein durch die Höhenverhältnisse bedingtes eigenartiges Zurückweichen von der Fußlinie des Talgehänges: zwischen Roter Wand und Lutterkopf ist die Gehängebreite ziemlich gleich, der Bau des Gehänges regulär mit einer einzigen großen Unterbrechung: zwischen Knebelstein und Kote 2204 weicht der Kamm in weitem Bogen um mehr als das Doppelte nach Osten zurück.

15. Rammelstein, 2485 *m*.

Wir wenden uns wieder der rechten Talseite zu, dort, wo wir sie verlassen, an der Alpe Grente.

Ein γ-Ufermoränenzug bezeichnet auch hier den Wiesenrücken, auf dem sich die Alphütten befinden.

Im Süden des Querkammes Grente folgt ein Quergraben von jenem noch deutlichen, aber unausgeprägteren Trogprofil, wie sie einzelne der kleineren γ-Seitengletscher erzeugen mochten. Reste von Wandstufen bezeichnen seinen Mittelgrund und Ausgang, aus dem der breite Jung-γ-Schuttkegel von Niedertal tritt. Der Talhintergrund ist verhältnismäßig steil, die saubere Ausprägung weitflächiger Kare, wie sie die Ostseite charakterisieren, fehlen hier. Unter den

nordöstlichen Felswänden des Rammelsteins liegen, trotzdem dieser nur 2485 *m* Höhe erreicht, Daunmoränen. Die unterste Wallgruppe befindet sich in einer Höhe von 2150 *m* und 20 *m* tiefer. Ihr Schutthaldenausläufer reicht noch 70 *m* weiter herab. Es ist ein bescheidenes Kar, dem sie entstammen; es besitzt kleine Pfeilerunterschneidung und Schutthalden. Darauf folgt nach der Tiefe ein Rinnen-Rippengehänge. Tiefer setzen beiderseits stufenförmig dem Gehänge folgend, γ-Ufermoränen an.

Der Kamm, der unter der Sattelleite aufgehört hat felsige Formen anzunehmen, bleibt ein sanftwelliger Rasenkamm bis zum Rammelstein.

Von großem Interesse ist der Ostkamm des Rammelsteins vom Gipfel bis zur Talsohle. Er enthält das Hauptsächliche der Talgeschichte, auf knappem Raum demonstriert. Von der felsigen Spitze herab, ist es zuerst ein ziemlich breiter Kamm bis zirka 2100 *m*. Hier befindet sich die Spitze eines breiten, mit den Fußpunkten bis an die Mündungen der beiden Nachbargräben reichenden Pfeilers, der drei höchst charakteristische Trogkehlen besitzt: die unterste reicht bis 1450 *m*, d. i. 350 *m* über die Talsohle; wir rechnen diese wichtige Kante der γ-Zeit zu; die zugehörige Wand biegt mit Annäherung an die Mündung des Grentegrabens gegen diesen ein, während dessen rechte Trogwand gegen diesen umbiegt. Die zweite höchst wichtige Trogkante ist mit der unteren durch das tadellose Bruchstück eines Trogquerprofils verbunden. Die obere Kante liegt in 1700 *m* Höhe, doch senkt sie sich aus dem Rammelsteinkare beim Umschwung um den großen Talpfeiler und seinem Passieren von 1800 *m* auf 1700 *m*. Ein vollständig analoges Trogprofilstück bildet die dritte Pfeilerzone zwischen 1700 und 2100 *m*, ein Trogprofil von 350 bis 400 *m* anzeigend. Diese drei Troge nehmen eine Pfeilerhöhe von rund 1000 *m* in Anspruch. Halten wir fest, daß der untere Trog aus proportionaler Unmöglichkeit — ebensowenig wir die Glieder von Skeletten verschiedener Größenordnungen richtig verbinden können — von einem Würmgletscher durchflossen werden konnte, sondern dem mindestens 350 *m* tiefen, schönen γ-Gletscher zugehörte. Dann wirft sich sofort die Frage auf, ob die zu den oberen Trögen gehörigen Gletscher, die um zirka ein Drittel bzw. das Doppelte breiter waren als der untere Gletscher, bis zu dessen Talsohle herabreichten oder ob deren Sohle höher lag?

An der Pfeilerspitze, 1000 *m* über Tal, ändert sich das Gehänge vollständig: hatten wir bisher einen steilen Pfeilerabfall mit Trogzonen, so tritt nunmehr an der scharfen ausspringenden Ecke der Pfeilerspitze, die für das ganze Talgebiet, wo sie vorhanden, in ungefähr gleichbleibender relativer Höhe über der Talsohle liegt, ein kurzes Kammstück heran, mit zurückweichender Fläche.

Das kleine angrenzende erste Drittel des Kammes hat über der scharfen Pfeilerecke die Übergangsneigung von 15 bis 20°; das zweite große Drittel ist eine Kehle mit etwas längerem absteigendem Ast von 10° und kürzerem aufsteigendem Ast von 22° Der Kehl-

winkel, bei zirka 2280 *m* gelegen, ist ziemlich markant. Mit ausspringender Ecke beginnt das dritte kleine Drittel unter einem sachten Anstieg von 8 bis 10° bis zu dem kehlig abgesetzten kleinen felsigen Gipfelaufbau.

Der Gegensatz zwischen dem 1000 *m* hohen unteren Steilabfall und der weitflächigen oberen Kammlehne, die in weit ausladenderer Form an der linken Tallehne entwickelt ist, beherrscht das ganze Talgebiet. Wir können uns nicht dazu entschließen, den oberen Flächenbau irgendwie als der Präglazialzeit angehörig zu betrachten; wir möchten nur den Gegensatz der Form im Gegensatz in der Größenordnung zwischen eiszeitlichen und stadialen Gletschern, wiederkehren sehen. Daß das Eis überhaupt so hoch gereicht hat, werden wir ja wohl Gelegenheit haben, festzustellen. Ob der kleine Aufschwung im felsigen Rammelstein eine Ufernaht dieses höchsten nachweisbaren Eisstromes im Antholzgebiet darstellt, eine Art Felslinse zwischen benachbarten Firnströmen, bleibe noch dahingestellt, sicher ist, daß vom Rammelstein südwärts ein Überfließen des Gesamtkammes, auch von Höhen über 2232 *m* stattfand, was im selben Maße auf der rechten Seite des östlich benachbarten Gsieser Tales nicht der Fall war. Da diese Überfließungserscheinung im Strömungszuge der Rieserferner lag, im Gsieser Gebiet fehlt, schließen wir mit Recht auch für jene ferne Zeit einen dem heutigen ähnlichen Höhengegensatz in der Umrandung der benachbarten Talgebiete.

Im Süden des Rammelsteins sind zwei große Talnischen, die der Lannerhütten und die östlich des Hochnalls eingeschnitten, von der Größenordnung der ziemlich gleichmäßig breiten rechten Talflanke. Daß diese Talnischen die Fortsetzung der Hochfläche des Rammelsteins durchbrochen haben und in diese eingesenkt sind, erkennt man im augenblicklichen Auftauchen der Hochflächen in breiter Zone, sobald die eingebrochenen Gräben enden. Die Randlinie zwischen der ruhig dahinlaufenden Hochfläche und der lebhaften Gestaltung der Erosionstrichter zeigt jene unruhige Zerfransung (von zackigem Verlauf), wie sie für angreifendes Aufarbeiten einer älteren Fläche durch eine jüngere charakteristisch ist. Mit jener Fläche werden wir uns noch zu beschäftigen haben.

Kehren wir zum Rammelstein zurück. Betrachten wir das Kerbenprofil zwischen dem Sattel, 2186 *m*, im Norden des Rammelsteins und dessen Gipfel. Der Kamm hinauf ist teils berast, teils felsig, letzteres besonders an den Kerben, aber auch die berasten Kammstücke weisen Schuttflecke auf, die aus dem Zerfall von Felsköpfen hervorgegangen sein dürften, aber einer weit zurückliegenden Zeit angehören dürften, da von ihnen bereits der Rasen Besitz ergriffen hat.

Die erste Kammkerbe liegt in 2270 *m* Höhe, ist breit, gehört sichtlich der γ-Zeit an. Bei 2370 und 2420 *m* finden sich zwei Daunkerben. Von nun an wird der Grat oberhalb des Spielraumes der Daunschneegrenze ein Trümmergrat. Wir möchten daraus erkennen, daß für überwiegende Graskantengipfel schon die Daunschneegrenze die untere Grenze vorwiegender Felsverbreitung

darstellt. Das Terrain zwischen der Daun- und Gschnitzschneegrenze erscheint im Bereiche der Kämme bereits als ein Gebiet des Schuttzerfalles. Der oberste Teil des Rammelsteines ist von Felsrinnen, Couloirs, Kaminen durchzogen. Die prismatische Auflösung des grobklüftigen Gesteins erfolgt zu scharfkantigen, ebenflächigen Trümmern. Der fels- und plattendurchsetzte nördliche Trümmergrat erinnert an echtes Hochgebirge, obwohl der schöne Gipfel aus berasten Kämmen aufsteigt.

Der dritte Grat des Rammelsteins, der Südsüdwestgrat, besitzt Köpfchen in Absätzen von 20 und 20 *m* Höhe ihrer zwei bei 2420 *m* und 2400 *m*; dann setzt ein horizontales Gratstück ein; vorher finden sich über der Daunschneegrenze auf der Südseite viele Trümmer; außerdem trümmerumgebene Löcher, Schneelagern mit unterirdischer Entwässerung entsprechend. Sicherlich tragen diese bis zu einem gewissen Grade zur Kleinfelsbildung am Grate bei, und indem sie in der Grenzzeit gegen den Sommer schwinden, sind sie Erscheinungen der nächsten Zone unter der heutigen Schneegrenze. Das breite Trümmergehänge der zerfallenen Grattürme dauert auch auf der Südseite an bis zur 2400 *m*-Kerbe; dann werden die Trümmer auffällig seltener. All dies ist ein Anzeichen dafür, daß der Anreiz zu Felsbildungen von der Schneegrenze ausgeht und deren Schwankungen auch solche der Felsbildungen zur Folge haben, ferner, daß wir aus dem Bereiche der auffälligen Wirkung der jungstadialen Schneegrenzen treten. Würde dieser Gipfel durch Würmeiszeit oder Bühlzeit geformt worden sein, so müßte er hochgebirgsmäßig dastehen; indessen scheinen schon die felsbildenden Wirkungen der mittleren Stadialzeit durch nachfolgende Verwitterungsvorgänge in einem Teilgebiete gemildert worden zu sein. Die Formen des Gipfels zeigen im Detail jene etwas verschwommene Ausprägung, wie sie Gipfeln eigen ist, die nur wenig über die jüngeren Schneegrenzenlagen (vor der heutigen) aufragen. Die Ausbildung der Felswände ist mehr willkürlich wie ihre Verteilung, oberhalb derselben finden noch Rasenplätze Raum, hier und dort sind Felsaufragungen vorhanden, von denen kleine Schuttströme abgehen, Felswandbildung ist meist einseitig, eine gänzliche Umkarung des Gipfels fehlt vollständig, die Karwände entbehren des konkaven Bogens, es sind nur Karwandanbisse oder -anrisse, die Bildung eines stattlichen Firnbeckens ging von diesen Gipfeln nicht aus, so fehlen natürlich auch die Formen der großangelegten Zugwirkungen bedeutender Firnbecken, da zu ihrer Ansammlung und ihrem Zusammenschluß kein Raum vorhanden war; es sind nur die kleinen Wirkungen mehr zerteilter Firnmassen, die keine energische und einheitliche Wirkung zu entfalten vermochten, vorhanden. Dasselbe gilt auch von den berasten Gipfeln der Ostseite, unter denen der Amperspitz, ein Mittelding zwischen echtem Karling und Graskantengipfel mit auffälliger einseitiger Norduntergrabung, kaum eine entschiedene Ausnahme macht, während die Rote Wand bereits ein fast reines Felskleid angelegt hat.

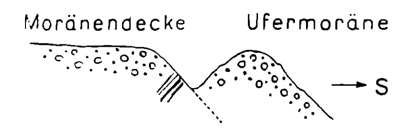
In der Höhe von 2400 *m* setzt, wie erwähnt, an der Südseite des Rammelsteins mit einer 10—20 *m* hohen Stufe ein horizontaler Grat an; er ist schmal, schuttarm, kuppig und hat einige Erstreckung. Von Öst her greifen bis ins Gipfelniveau herauf die Einzugsrunsen des großen Einzugstrichters des Lannerhütten-Grabens, die die Flächen, die ich der γ- und β-Zeit zuweisen möchte, durchschneiden. Die oberwähnte zackige Randlinie zwischen Einzugstrichter und Hochfläche ist von einheitlicher Vegetation überspannt und dadurch gemildert. Der Gegensatz der Zuglinien und die verschiedene Neigungsrichtung gibt auch hier den Altersunterschied in voller Schärfe. Der Tobelraum im Südosten des Rammelsteins, wiesen- und waldbewachsen, ist sicher unter Mitwirkung von Stadialeis entstanden, wie sich aus den Höhenverhältnissen einerseits und dem Ausgangsprofile anderseits ergibt, aber die Glazialformen sind durch die Schar später eingesetzter fluviatiler Runsen völlig verblaßt. Man möchte hier geradezu von erloschener Karbildung sprechen, so sehr dominieren die Abzugsfurchen. Erst tiefer findet man Trogspuren, da der Abzugskanal mit seinen parallel gerichteten Zuglinien eine geringere Veränderung erlitt, als der Einzugstrichter mit quer gerichteten Zuglinien. Vom Daunstadium erkennen wir an der Südostseite des Rammelsteins keine aus dem Gehänge hervortretenden Moränen mehr.

Der horizontale Gratansatz bricht an einem zirka 50 *m* tiefen, breiten, trogförmigen Sattel ab, dessen beckenförmig gestalteter Grund eine kleine Wasseransammlung erfüllt. Zur γ-Zeit bildete er einen Schneessattel; Abbruchränder beiderseits kennzeichnen ihn als Untergrabungssattel.

16. Über diesem Sattel erhebt sich die nördliche Ecke der hier mit 2337 *m* kulminierenden Aschbacher Hochfläche, wie ich sie nenne, der auch der Hochnall, 2232 *m*, an der Abknickstelle der Fläche gegen die tiefere Region, angehört. Die Zuglinien, die diese Fläche überziehen und nach Südwesten gerichtet sind, schneiden sich mit denen, welchen das Haupttal Form und Richtung verdankt, untere inem Winkel von zirka 45/2° Diese auffällige Divergenz der Abflußrichtungen weist auch hier auf räumlich und zeitlich geschiedene Gletscherbahnen hin.

Die gesamte Hochfläche ist gegen Osten von scharfem Rande begrenzt; es ist ein Untergrabungsrand herbeigeführt durch jüngere Erosionsformen. Das Eis vollzog auf der Hochfläche, aus der damals um mehr als 6 *km* zurückliegenden Mündung des Antholztales, eine Drehung nach Südwesten, sichtlich unter dem Einfluß des von Osten andringenden Rienzeises, was uns eine genäherte Vorstellung über die Breite des damaligen Firnstromes gibt. Auf der schieferigen Hochfläche, die sich nach Südwesten neigt, fand ich in 2300 *m* Höhe ein Gneisgeschiebe; in südlicher Richtung nimmt die Zahl der Erratika-Gneise, Tonalite, sichtlich zu. An dem mit einer Pyramide versehenen Hochnall sind die Erratika bereits zahlreich; der Hochnall selbst ist ein von Nordost nach Südwest streichender schmaler, 3—4 *m*

über einer Randfurche erhobener Rücken, der aus Schieferbruchstücken besteht. Unter den Steinen der Pyramide fallen neben diesen Quarzite und große Augengneise auf. Vom Hochnall an wird das Gehänge steiler, die Erratika verdichten sich allmählich zu einer Geschiebedecke; Tonalite werden häufig. Zirka 70 *m* unter dem Hochnall erscheint eine Kante, die wie alle morphologisch wichtigen Linien hier nach Südwesten weisen. Schöner Wald stellt sich ein und in wellenförmigen, südwestlich gezogenen Stufen formiert sich das Gehänge. Dann bricht die Geschiebedecke im Walde, nachdem er dichter geworden ist, ab an einer ausgeprägten Kante, sichtlich unterschnitten von einer sich darunter einstellenden geformten Moräne. Wir verlassen den Boden einer höher gelegenen Gletschersohle *(a)* und betreten den Rand einer jüngeren Gletscheroberfläche *(b)*. Dem ersten Walle *(b)*, der durch eine Hangfurche von 10 *m* Tiefe, an welcher fester Fels ansteht, von der Moränen-



Unterschneidung einer Moränendecke durch Ranft-Moräne

Fig. 2.

decke abgetrennt ist, nach Südosten aber 12—14 *m* abfällt, folgt ein zweiter; er ist durch zwei starke Moränenquellen zerschnitten, welche auf die Almterrasse der Aschbacher Alpe treten. An der obersten Alphütte erkennen wir die 3—4 *m* hohe Fortsetzung des Walles; er streicht dem Nordrande des Almterrains entlang, parallel zu ihm ein weiterer Wall. Das ganze Almgebiet ist Moränenterrain, dem ersten Wall am Ostrande der Alpe folgt ein zweiter bewachsener und bewaldeter, diesem ein dritter und ein vierter; sie setzen sich im Wiesenterrain der Alpe kantig fort. Dann folgen weitere sechs Wälle ähnlicher Höhe. Die schönen runden Tonalitgeschiebe, die aus den kompakten Wällen aufragen, sind groß bis riesenhaft. Vom zehnten Wall an ändert sich die Richtung der Wälle.

Dieses großartige Wallbündel nimmt eine Höhenstufe von zirka 120 *m* ein. Den obersten Wall der bis nahe an 2000 *m* heranreichenden Almhüttengruppe setzen wir mit 2020—2040 *m* an. Er liegt 950 *m* über der Talsohle, welche hier durch die untere Seeaufschüttung gebildet wird. Der Wall schwenkt energisch nach Südwesten, noch die ältere Hochnall-Abflußrichtung festhaltend; sein Ansatzpunkt liegt fast genau soweit im Grundrisse von der Talsohle wie die 2100 *m* hohe Pfeilerspitze im Ostgrat des Rammelsteins. Daß von dort her auf eine Strecke von $2^2/_3$ *km* das Gefälle 50—60 *m* beträgt, spricht wohl eher für als gegen eine Zusammengehörigkeit des Ansatzpunktes der Moräne mit dem Uferpunkte des obersten der drei Trogstücke im Rammelstein-Südostprofil.

Die Höhe der Moräne ist ebenso zu tief für die Gschnitzgrenze als zu hoch für die Würmschneegrenze. Außerdem mußten wir die Höhe von 950 *m* über Tal für den doch nicht allzulangen Gschnitzgletscher als doch zu mächtig annehmen; rechnen wir dazu, daß die Ansatzstellen der folgenden Moränen bis zirka 1920 *m* herabreichen, so haben wir hier die allerdings etwas hohe, aber bei Südexposition durchaus nicht zu hohe Schneegrenze der Bühlzeit vor uns und möchten die prachtvoll entwickelten Moränen, die an Frische des Erhaltungszustandes die Würm-, wie durch die Größe der Entwicklung die Gschnitzmoränen in der Regel übertreffen, in die Bühlzeit stellen, wenn wir nicht vorziehen sollten, die Bühlzeit als den jüngsten durch eine Schwankung von der Würmeiszeit getrennten Abschnitt derselben aufzufassen.

Ob die ganze Vertikaldistanz von 950 *m* bis zur Talsohle für den Bühlgletscher die Eismächtigkeit angibt, möchten wir doch zögern zu bejahen.

Auffällig ist jedenfalls die Korrespondenz der Höhen, in welchen sich die Ansatzstelle der Bühlmoränen an der rechten Talseite mit der genau im Osten befindlichen eingangs erwähnten, an der linken Talseite (1920—1950 *m*) über Neuhütten befindet. Jedenfalls muß man die etwas größere Ansatzhöhe der Moräne der rechten Talseite dem Angeschwollensein des Eises an der Seite der Rieserferner zugute halten. Ein rezentes Analogon bietet hiezu der Aletsch, dessen Querprofil im unteren Teil auch Schwellung und Abflauung aufweist, was auch für die Absatzhöhe der Ufermoränen nicht gleichgültig sein kann.

Auffällig ist auch das gleichmäßige Einsetzen der β-Ufermoränen am Ausgang des Tales.

Die annähernd gleiche relative Höhe über der Talsohle von 950—1000 *m* ist auch der Grund, weshalb wir nicht nur den Ansatzpunkt der Aschbacher Ufermoräne mit der auffälligsten Trogecke im Rammelsten-Ostprofil, an welchem die Gehängeformation sich tatsächlich entscheidend bricht, in Verbindung setzen, sondern auch den ganzen tiefer erodierten Talraum seit Anbruch der Bühlzeit für gemodelt erachten.

Wir haben aber nun mehr Berechtigung als irgendwann vorher, dieser Stadialtrog, wie wir ihn nennen möchten, als von den höheren Flächen mit Moränendecke für streng geschieden zu erachten, nicht nur morphologisch, sondern auch rein geologisch, seitdem wir im Aschbacher Profil die β-Ufermoräne nicht nur einen Trogrand anschneidend gefunden haben, sondern der Gletscher derselben Ufermoräne auch eine höhere, aus sicherlich älterem Erratikum sich allmählich entwickelnde Geschiebedecke unterschneidet und seine Ufermoräne durch einen

Felsausbiß

von jener getrennt ist.

Dieselben Maximen, die für die Alterstrennung verschieden hoher Terrassen gebraucht werden — Trennung durch Felsausbiß —, müssen wir doch wohl in solchen Fällen auch für Moränen gelten lassen.

Der zehnte Aschbacher Moränenwall quert noch in schräger Richtung den Hang. Mit dem elften niedrigeren hört das Überfließen des Aschbacher Spornes durch das Bühleis auf; der Rieserferner bequemt sich nunmehr dem Talzuge an, der elfte Wall zweigt vom zehnten ab und hält sich an den mehr südlich gerichteten Talrand steil abfallend; er bildet nun eine Art Kamm; über ihn und seinen Abhang führt der Weg, der zum Sattel an der Ruine Neu-Rasen leitet.

17. Sattel von Rasen und Schweinberg.

Oberhalb des eigentlichen Sattels findet sich ein höherer Nachbarsattel, durch einen Kopf von jenem getrennt. Beide haben trogartigen Querschnitt und sind von Moränen flankiert. Sie gehören einer seitlichen Ausweich- oder Überfließungslücke des Haupttales in seinem unteren Teile an und sehen wie ein hängender Haupttrog und ein Seitentrog mit sohligem Trennungskörper aus.

Vor dem ersten oberen Sattel schwenkt eine Moräne nach rechts ab; tiefer unterhalb folgt eine zweite. Jenseits des Sattels mit Gatter steigt ein 7 *m* hoher Wall an und senkt sich westwärts. Versumpfte Stellen finden sich in den Abfällen, die zu den Zungenbecken führen. Moränenquellen brechen hervor und versumpfen die Wiesen. Höher folgt eine 12 *m*, dann eine 5 *m* hohe Stufe, dann sinkt der Kamm, wobei ihn scharfe Anrißränder der tief eingreifenden Tobel beiderseits der Ruine Neu-Rasen untergraben. Der Vorsprung, auf dem die Ruine steht, scheint noch ein Rest eines älteren Talbodens zu sein.

Nun folgt der tiefe, breite, trogförmige Hauptsattel der Ruine Neu-Rasen, auf dem das Gehöft Regensberg steht. Hie und da ist das Gehänge moränenbedeckt. Eine Schwellung in demselben zeigt eine weitere Ufermoräne einer dem Kamm aufsitzenden Gletscherzunge an. Im Sattel liegen flache Wiesen, die zum Teil nach Westen, zum Teil nach Rasen drainiert werden; vereinzelte erratische Blöcke, große schöne Tonalitgeschiebe sind häufig. Bei der geringen Höhe des Sattels und geringen Überhöhung durch die Moränen sind es Bühl- oder vielleicht noch die höchsten Gschnitzmoränen, um die es sich handelt. Im Süden des Sattels zieht eine schöne Ufermoräne nur 20 *m* über demselben dahin. Diese wie die anderen tieferen Moränen unterscheiden sich durch ihre entschiedene Westrichtung vom Aschbacher Moränenbündel. Dann folgen noch weitere Moränen bis zur Kante des Plateaus des Schweinberges, 1447 *m*, welcher den genannten Sattel im Süden flankiert.

Auf dies bewaldete Plateau habe ich nur einen flüchtigen Blick geworfen, hiebei keine Moränen wahrgenommen. An seiner Ostseite brechen eine große und eine kleine Moränenquelle hervor. Schiefer- und Kalkblöcke stellen sich ein, typisch gestaltet ist wieder der Südabfall des Plateaus.

Hier finden wir zuoberst am Plateau, genau an seinem Rande, eine 3 *m* hohe Ufermoräne aufruhen. Es ist wiederum eine typische

Ranftmoräne und der darunter von zirka 1440 *m* an folgende Steilabfall bis zur Pustertalerstraße ein Trogabfall. Diesem ist jedoch zuoberst eine Wiesen- und Felderfläche Raut eingesetzt mit einzelnen tieferen Moränenstufen unter der obgenannten. Die zweite Moräne ist zirka 30 *m* unter der Ranftmoräne abgesetzt. Dann folgt eine breite, sanft nach West aufsteigende Wiesenfurche; dieselbe riegelt gegen das Tal die gleich den obigen westwärts streichende schöne Ufermoräne des oberen Bauernhofes ab. Sie erhebt sich zirka 3 *m* über die genannte Hangfurche und hat einen breiten, sich westwärts verschmälerten Kamm. Sie hat die Eigentümlichkeit, daß sie sanft westwärts ansteigt; darunter folgt ein Feldgehänge, welches eine sehr charakteristische, bogenförmige Gehängeunterschneidung besitzt, und darunter, gerade dort, wo das Gehänge der Moräne aufhört, beginnt der Steilabfall des felsigen, waldbedeckten Troges, der, wie es scheint, mit einer Abstufung bis zur Talsohle von Olang herabreicht.

Zusammenfassung.

Diese Abhandlung (1912) enthält unter andern folgende Ergebnisse:

Punkt 1. Das Gschnitzstadium gliedert sich in zwei bis drei Abteilungen, die sich auf drei Fünftel der Tallänge erstrecken und von denen das äußere und das innere am deutlichsten entwickelt sind.

2. Das Daunstadium ist mindestens zweistufig und erfüllt die oberen Karsohlen und Ausläufer der Kare als Blockmassen, die durch Felswandstufen oder durch solche und Randrinnen von den Gschnitzmoränen räumlich und genetisch getrennt sind.

3. Abgesehen von der Ausgangsmoräne bei Olang fehlen die jüngeren Halte vollkommen der Talsohle des Antholztales und sind nur am Gehängefuß vorhanden, eine Erscheinung, der man auch im Mölltal begegnet.

Die Haupttalsohle scheint stufenfrei, enthält aber vielleicht durch Schuttkegelmassen verkappte kleine Stufen, oder enthielt sie, wie aus der gelegentlichen Stufung der begleitenden Ufermoränen hervorgeht.

4. In den das Tal einfassenden Begleitkämmen unterscheidet man viererlei Art — wieder in sich gegliederter — Erosionsformen: *a)* einen mehrfach gegliederten Trog in der Unterzone der Gehänge; *b)* Einschaltkare, jung und scharf in der nördlichen, meist älter und verwaschener in der östlichen Gehängehälfte; *c)* auf inselförmige Vorkommnisse reduzierte Reste einer älteren höheren Flächenkategorie, in welcher die obgenannten *(b)* jüngeren, mehr oder minder scharf und nachträglich eingesenkt wurden und die mehr wohlerhalten in Flächenresten, Kammlamellen, Gratlinien außen sind, zerstört dagegen im höheren Innern wurden; *d)* Quertobel und Gräben nachträglicher jüngerer Entstehung.

5. Die Beziehungen zwischen Trogrändern und ihren aufruhenden Ufermoränen, den sogenannten Ranftmoränen, sind eindeutig und häufig, sowohl im Längs- wie auch im Querprofil. Eine dem Trogrand auf 3 *km* aufruhende Ufermoräne stellt diese Beziehung wohl eindeutig fest. Die Trogwandungen sind mehrfach gestuft. Sie erscheinen den verschiedenen Ständen des Eises angepaßt. Sie bilden den Umriß der betreffenden Gletscher ab. Sie sind bestimmten Gletschern zugeordnet, umfassen die jenen proportionale Hohlform und erscheinen als deren Werk. Wenn wir am Umbugpfeiler östlich von Mittertal sieben Moränen übereinander Uferrändern aufruhen sehen, so sind sie nicht gleichzeitig, sondern nacheinander, bei eventuell sinkendem Eisstande abgesetzt, und zwar jede Moräne einem gesonderten Uferrand zugeordnet. (Moränenpegel von Mittertal.)

6. Die Unabhängigkeit der älteren von den in sie eingesenkten jüngeren Gletscherbahnen, der Höhenlage nach, ergibt sich auch aus der Divergenz der Trichtermündungen am Talausgang: Der jüngere Trichter liegt tiefer und ist vorgeschoben, der ältere, höhere liegt weiter zurück und ist seitlich abgelenkt. Dagegen haben wir in den höheren Außenteilen vorgeschobene ältere Firnsohlenflächen, die innen fehlen, in den tieferen Innenteilen jedoch zurückgeschnittene jüngere Gletscherbahnen.

7. Zwei postglaziale Schneegrenzlagen spielen für diese Talkonfiguration die größte Rolle, die zweistufige der Gschnitzzeit in 2150 und 2250 *m* Höhe und die der Daunzeit um 2450 und höher.

8. Diesen Schneegrenzlagen zugeordnet sind zwei verschieden alte Karreihen: die Gschnitzkare, besonders der linken Talseite mit nur kleinen Eindrücken von Daunkaren in ihren oberen Teilen und die hochentwickelten Daunkare des hohen Kammes der rechten Talseite mit bedeutenden Karerweiterungen, abgerissenen Gratfäden bei seitlicher Karerosion u. a. (Vollkarbildung, Rudimentärkarbildung nach Höhenlage).

Ein vorgeschobenes Pfeilerkar wie an der Schornspitze eignet sich vorzüglich zur Bestimmung der Schneegrenze der Gschnitzzeit. Solche vorgeschobene Pfeilerkare, die hier selten sind, finden sich in ausgezeichneten Beispielen an der Ostseite der Hochalmgruppe.

9. Die Karlehne zwischen Antholzkar und Alpe Grente ist vorbildlich für das Zusammenfallen von glazialen Hohlformen und Ufermoränengrenzen (Ranftmoränen), die diese Gletschertäler in dieselbe Bildungszeit der Moränen weisen. Eine Ausgestaltung dieser den Gschnitzgletschern angepaßten (auch zungenverengerten) Hohlformen durch frühere oder gar Würmfirnfelder kann nicht stimmen, als unproportional. Vielmehr decken sich Erosionsform und dazugehörige Gletscherform vollkommen.

9*a*. Ich gebe hier eine tabellarische Zusammenstellung der Ranftmoränen als Beleg für die Häufigkeit dieses Vorkommens:

Linke Talseite:

Bühlmoräne über Alpe Raut, 1720 *m* hoch (p. 349).

Ufermoränenpegel im Gehängeumbug östlich von Mittertal (sieben Trogrand aufsitzende Moränen).

Rechte Talseite:

Gschnitzufermoräne auf 150 *m* hohem Trogrand im Klammbachtal, linke Seite (p. 385).

Daunufermoräne auf Trogrand unter der Gänsebichlscharte (p. 387).

Gschnitzufermoräne auf dem Trogrand rechts des Klammbaches (p. 388).

Rechte Seite:

Gschnitzufermoräne auf Trogrand aufruhend als linke Begrenzung des Kleinweißkares (p. 389).

Gschnitzufermoräne auf Trogrand im südlichen Kleinweißkarausgang links (p. 390).

Gschnitzufermoräne ebenso am rechten Talrand (p. 391).

Trogwand aufruhende Ufermoräne (Ranftmoränen) an der linken Seite des Alpltales (p. 391).

Gschnitzmoräne auf Trogrand am Südrand des Schweinberges in 1440 *m* Höhe (p. 403).

Ranftmoräne (β) in 2020 bis 2040 *m* Höhe (p. 401), Ansatzstellen der Bühlmoräne in 1920 *m* (p. 401).

Mehr als 14 Ranftmoränen (p. 391) in einem kleinen Talgau beweisen, daß diese Erscheinungen (Ufermarken von Eisströmen) zu den gewöhnlicheren der Alpentäler gehören dürften.

10. Die glaziale und postglaziale Längsgliederung wird durch innen postglaziale und außen fluviale Quergliederung unterbrochen. Eine im unteren Teil des Tales vorherrschende Längsgliederung wird durch eingesetzte postglaziale Quergliederung durchschnitten, mit der Eröffnung der Gehänge und des Neugefälles durch Taleintiefung und Eisfreiwerden. Eine der wichtigsten Neuerscheinungen ist daher die Kreuzung der Gliederungen (Längs- und Quergliederung); hier stadiale und fluviale (Graben-) Gliederung; ältere und jüngere glaziale (stadiale) Gliederung anderwärts. Den Übergang von der Längs- zur Quergliederung vermittelt in der Längenmitte des Tales, rechter Seite, die Diagonalmoräne von Grente (p. 356), die wohl der ältesten Stufe des Gschnitzgletschers entsprechen dürfte.

11. Die eingeprägte Gletscherform kennt man vor allem an den Verengungsstellen. Andeutungen der Lage der Verengungsstellen der Firngebiete zu den betreffenden Gletscherzungen dreier Zeitalter sind auf p. 354 gegeben.

12. Diese Arbeit ist die erste und einzige, an welcher in einer großen Anzahl von Fällen Schneegrenzkerben nachgewiesen sind, deren Höhenlage mit der entsprechenden Schneegrenze übereinstimmt. Musterbild ist die Schneegrenzkerbe unter der Riepenscharte. Wir

wollen den dazu erforderlichen Untersuchungen nicht vorgreifen, die angeregt wurden, aber bis jetzt nicht in Erfüllung gingen. Noch sind wir nicht so weit, aus der Schneegrenzkerbe auf die Höhe der betreffenden Schneegrenze schließen zu können.

Es folgen nun eine größere Anzahl von Schneegrenzkerben:

Linke Talseite:

Daunplattformkerbe an der Roten Wand in 2426 *m* Höhe (p. 372).

Andeutung von Schneegrenzlagen in 2600 und 2700 *m* im Nordosten (p. 373) und 2750 *m* im Osten der Roten Wand sowie im Nordosten in 2450 *m* (Gratabschnürungsform der Kerbe (p. 374); im Osten der Roten Wand in 2250 *m* (p. 378).

Gschnitzkerben im Westen der Roten Wand in 2150 *m* und unter dem Knebelstein (p. 378).

Gschnitzkerben in 2100 und 2250 *m* Höhe im Norden der Höllensteinspitze (p. 377).

Daunkerben in 2450 *m*.

Durchlaufende Kerbenreihen in 2150 *m*, dann 2380 bis 2400 *m*.

Grathorizontale am Knebelstein in 2450 *m* Höhe (p. 392).

Kerben an den Graten des Amperspitz in 2650, 2550, 2450 und 2350 *m* Höhe (p. 394).

Rechte Talseite:

Rezente Schneegrenzkerbe in 2750 *m* (grundsätzliche Beobachtung, p. 366).

Zackenkerbe im Südostgrat des Wildgalls (vielleicht Schneegrenzkerbe) (zirka 2750 *m*, p. 367).

Zone von Wandanbrüchen am Wildgall in ähnlicher Höhe (p. 368).

Kerben am Kl. Ohrenspitz-Südgrat in 2820, 2800, 2750, 2740 *m* Höhe (p. 368).

δ-Kerben, ebenda in 2580 und 2520 *m* Höhe (p. 368).

δ-Kerben aus der Südostkante des Wildgalls 2580 und 2520 *m* (p. 369).

Gschnitzkerbe in 2100 bis 2150 *m* Höhe im Südostgrat des Wildgalls (p. 369).

Optimale Kerben in 3120 *m* (3270 *m*) am Wildgall und Hochgall (Einschrumpfungszone beider Berge (p. 370).

Daungratkerben am Schornspitzgrat in 2451 und 2585 *m* Höhe.

Kerbe (als Abschnürungsstelle) am Mittelgrate des Kleinweißkares in 2400 bis 2450 *m* Höhe (p. 388).

Rechte Seite:

Kerben am Rammelstein-Nordgrat in 2420, 2370 *m* (δ) und 2270 *m* (γ) (p. 398); ferner Daunkerben in Südsüdwesten in 2420 und 2400 *m* und im Süden in 2400 *m* Höhe (p. 399).

Es ist nicht notwendig, daß alle Kerben Schneegrenzkerben sind, allein die Häufigkeit derselben in den Schneegrenzhöhen gibt zu denken.

13. Daß tatsächlich jüngere Flächen ältere Flächenverläufe durchschneiden, geht unter andern aus dem glatten Durchschnitt einer Bühlufermoräne durch jüngeren Erosionstobel hervor, eine Erscheinung, die man auch bei Abfaltersbach in den Lienzer Dolomiten schön beobachten kann. Aber auch die Außenhochflächen sind von jüngeren Glazialformen unterschnitten (p. 392). An der Aschbacher Hochfläche ist eine ältere Moränendecke von einem jüngeren Trog mit aufsitzender Ranftmoräne und Felsausbiß ebenso unterschnitten, wie in Talsohlen eine ältere Talterrasse von einer jüngeren unterschnitten wird. In beiden Fällen ergibt sich verschiedenes Alter von Ablagerung und Form.

Diese Hochflächenreste können nicht tertiäre Flächenreste sein. Denn zwischen den durch Ablagerungen bewiesenen stadialen Hohlformen und den tertiären Formen müssen wir das Recht zuerkennen, gesonderte Flächen zu gestalten, auch der Würmeiszeit, Rißeiszeit, Mindeleiszeit und Günzeiszeit.

14. Schneegrenzhöhen der Gschnitzzeit:

Links:

An der Roten Wand in 2200 *m* (p. 376).

Rechts:

Nach der Diagonalmoräne von Grente bei 2100 *m* (Ansatzstelle); unterste Schneegrenzlage der Gschnitzzeit.

An der Schornspitze in 2250 *m* Höhe, bestimmt durch kleines Pfeilerkar in Südexposition (p. 383, 384).

Ansatzstelle der Ufermoräne im südlichen Kleinweißkar in 2225 bis 2250 *m* Höhe (p. 390).

Schneegrenzhöhen der Daunzeit:

Links:

Daunschneegrenze im Nordwesten der Höllensteinspitze in 2300 bis 2350 *m* Höhe (p. 379).

Rechts:

Daunschneegrenze unter der Riepenscharte (p. 363) in 2400 *m*, unter dem Magerstein in 2450 *m* Höhe (p. 384).

In 2450 *m* Höhe nach der Ansatzstelle der Daunmoräne unter der Gänsebichlscharte (p. 387).

Da die Gschnitzgletscher der Kleinweißkare mit dem Hauptgletscher verbunden waren, beweisen die Höhen der Ansatzstellen ihrer Moränen, welche der Gschnitzschneegrenze entsprechen auch das Gschnitzalter des Hauptgletschers, wie es Penck voraussagte (Alpen im Eiszeitalter, p. 935).

15. Wie verschleppte Nebenflußmündungen lassen sich auch verzogene Mündungen von Seitengletschern (verschleppte Seitengletschermündungen) feststellen.

16. Diese Arbeit (samt Karte) wurde 1912 geschrieben. Sie ist als ausführliche glazialmorphologische Einzelbeschreibung belassen worden, weil viele in ihr enthaltene Tatsachen der Natur beim Mangel an Beachtung eine ausführliche Behandlung rechtfertigen.

Flächengliederungskarte.

Die beigegebene Flächengliederungskarte ist die erste veröffentlichte ihrer Art und erfordert daher einiger Begleitworte. Die allerersten Flächengliederungskarten wurden gezeichnet in gröbsten Umrissen von der Montblancgruppe (Geographische Zeitschrift. 1913, p. 319, 382), dann in genauerer Ausführung als morphologische Karte der Montblancgruppe (Beilage zu Petermann's Ergänzungsheft Nr. 181, 1914). Die erste eine ganze, weniger vergletscherte Gebirgsgruppe betreffende ist die morphologische Karte der Hochalmgruppe (vor 1914 unveröffentlicht). — Was will die Flächengliederungskarte und warum geht sie vom Glazialterrain und nicht von fluvialen Landschaften aus? Wie die Geologie die gleichartigen Gesteinsfelder umgrenzt und in der geologischen Karte darstellt, so ist es in der Morphologie an der Zeit, daß die Flächen der Landoberfläche als Flächenstücke, als Flächenan- und -abschnitte voneinander gesondert und kartographisch festgehalten werden. Es sind das sowohl Flächen gleicher Bildungszeit wie Flächen gleicher Bildungsart, was nicht dasselbe ist und zwei Karten verschiedener Art vom selben Gegenstand erfordert. Das hier gewählte Beispiel ist eine Flächengliederungskarte gleicher Bildungszeit.

Denken wir uns ein fluviales Talgebiet einheitlich ausgestaltet und in einer nachfolgenden Bildungsperiode ein Rinnensystem in dasselbe einheitlich eingesenkt, so entstehen zwei Flächensysteme, ein älteres und ein jüngeres, ein höheres und ein tieferes. Beide Flächensysteme grenzen scharfrandig aneinander — das jüngere eingesetzt in das ältere wie die Rispe eines Blattes in die Blattfläche — und sind kartographisch darstellbar. Nun ist die Zahl solcher Einschnittszeiten bei unseren tiefen Gebirgstälern eine relativ große, die Zerschneidung, die Zerstückelung der Vorformen eine bedeutende, die Zuordnung der einzelnen Flächenstücke zu gleichzeitigen Systemen keine ganz leichte: welche Aufgabe die Flächenchronologie übernimmt. Zudem kommen in jedem Einschnittsystem zwei Flächenarten vor: die erosiven in Fels und die akkumulativen, aus jenen abgeleiteten. — Nun ist der Verfasser auf Grund zahlreicher Studien der Meinung, daß auch in Glazialgebieten solche Einschnittszeiten aufeinanderfolgten; nur sind sie wesentlich breiter gewöhnlich als die meisten gebirgsfluviatilen und in der Karregion unter dem gestaltenden Einfluß der Schneegrenze und ihrer sprungsweisen Hebung nicht so sehr die Kare ineinandergeschaltet wie die Talterrassen und jüngeren fluvialen Einzugstrichter in ältere, sondern übereinandergeschaltet, daß die jüngeren Kare also gemäß dem Anstieg der Schneegrenze in postglazialer Zeit relativ höher liegen. Es wird nun angenommen, daß die drei großen Hauptabteilungen der Postglazialzeit solche gesonderte, zueinander geschaltete Flächensysteme geschaffen hätten, und zwar sowohl in der Talregion wie auch in der Karregion. Ja es zeigen sich sogar Spuren von Unterteilungen in diesen Flächensystemen. Ganz abweisen läßt sich diese

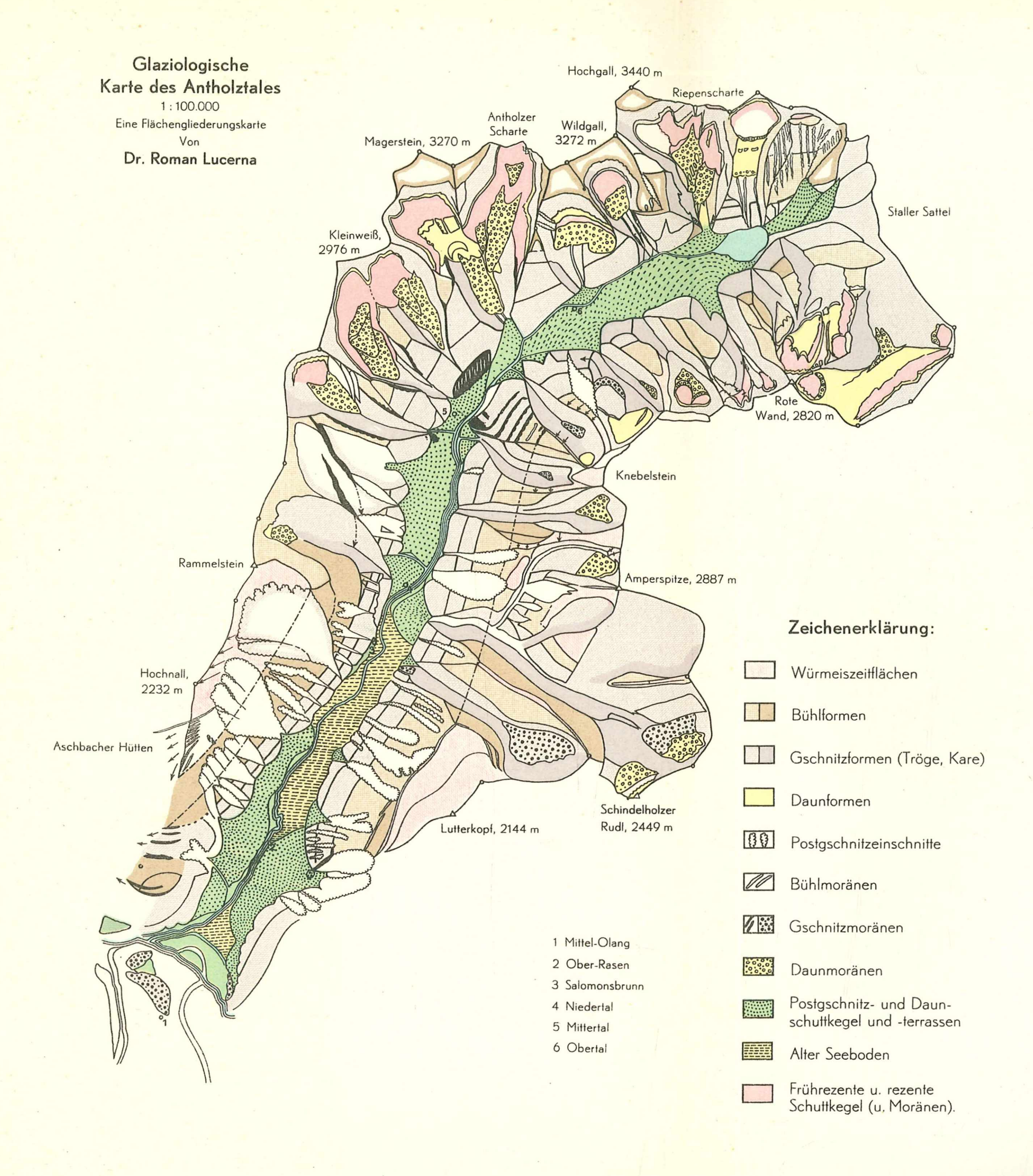
Argumentation schon deshalb nicht, weil die Ränder dieser Talsysteme mit Moränen in Beziehung treten und die Moränen für die Glaziologie dieselbe Bedeutung haben wie die Leitfossilien für die Geologie: sie fixieren die Zeitformen. Und wo schließlich etwas weggenommen und angehäuft wird, besteht eine Zuordnung, ein erosiv-akkumulativer Konnex. So haben wir auch hier noch für jede Bildungszeit die erosiven und akkumulativen Formen voneinander zu sondern. Nicht genug daran, wechseln die Flächen verschiedener Bildungszeit ihre Funktion. Was in der einen Zeit Längsgliederung hatte (Längsstreifen), wie am Ausgang des Antholztales, wird im freigelegten Gefälle von Quergliederung durchschnitten (eingesetzte Quergliederung in vorgefundene Längsgliederung). Und schließlich kommt zum freigelegten Eisraum noch das eingesetzte fluviale Rinnensystem, dessen Wirkungen im allgemeinen nicht groß sind, so daß man, ohne der Weiterentwicklung der Flüsse vorgreifen zu wollen, in bezug auf ihre bisherige alpine und nachglaziale Leistung fast sagen kann, daß sie geradezu die Glazialformen zu einem Gutteil konservierten; aber gerade im unteren Antholztal machen sie sich (im Pustertalgebiet) durch größere Tobelbildungen bemerkbar.

So ist also die Flächengliederung von ganz hervorragender Zusammengesetztheit. Kein Wunder, daß sie spät erkannt wurde. Auch der Ort ihrer Erkenntnis ist kein zufälliger. Die scharf geschnittenen und lebensvollen Formen im Alpenrelief, ebenso wie die Arbeiten von Penck und Brückner sowie von E. Richter in der Gliederung und Erklärung der Eis- und namentlich Postglazialzeit sind ihre unerläßliche Voraussetzung. Nicht dort, wo die Natur tarnt und schweigt, sondern wo sie in triumphalem Lobgesang ihre Formen in Wolken und Himmel hebt, kann diese Ermittlung erwachsen. An die Spitzenleistungen der Natur, an ihre schärfsten Ausprägungsformen, ein von mir wiederholt betätigter Grundsatz, müssen wir anknüpfen, wenn wir sie auch dort, wo sie verblaßt sind, verstehen und verständlich machen wollen. Es ist kein Wunder, daß bei der so großen Zusammengesetztheit, diese, die noch durch petrographische Verschiedenheit mannigfaltig gemacht wird, nur durch eingehendste Studien die Erkenntnis gefördert werden kann, ohne die sie sonst unverstanden bleiben würde; so aber regen solche zum Nachdenken an, in ihnen liegt ein Teil der Zukunft unserer Wissenschaft und sie werden ein gutes Resultat zeitigen.

Ein Blick auf die Karte zeigt: Die breite Talsohle des postglazialen Taltroges, erfüllt von Schuttkegeln und den weiß gelassenen Seitengräben und Seebodenresten vom Staller Sattel im Nordosten und dem Antholzsee an bis zu den Gschnitzmoränen am Talausgang von Olang. Eingefaßt ist das Talband beiderseits von den violetten Bändern des in sich gestuften Taltroges (Gschnitzzeit), der die Umrisse des damaligen Gletschers wiedergibt und in die größeren Seitentäler hinein verlängert ist. Im Norden drückte die Steilflanke des Hochgebirges mit seinen noch heute vergletscherten Dreitausendern

auf den Hauptgletscher des Tales und enthält geräumige Kare mit Daunblockmassen und frührezenten Schutthaldenkränzen, den Wandsäumen der engeren Karwände und der umgeformten Gipfeldächer, die Gschnitzpfeiler mit ihren Moränenufern an die Außenseiten drängend. Aber die Gegenseite im Südosten, noch Hochgebirge, doch eisfreies und um rund 600 *m* tiefer, hat grellen Formengegensatz in verkümmerter Stadialausbildung, mit kleinen Daunkaren und dicht gedrängter, aber wenig ausgreifender Gschnitzfurchung. In der Südhälfte der Karte tauchen aus der stadialen Eisüberflutung ältere Formenreste hervor, aus der Bühlzeit mit zugehörigen Moränen und Firnfeldböden der Würmeiszeit. Die Ansatzpunkte der Ufermoränen haben wir je älter, desto weiter außen und tiefer zu suchen. An den Aufschwungstellen der Außenkämme nach Norden zu wurzeln schließlich die Fußpunkte des fehlenden Gebirgsdaches älterer Zeit.

Flächengliederungskarten tragen ihre Stützpfeiler in sich: die Gleichartigkeit der Formen und ihre Aufeinanderfolge. Flächengliederungskarten, vom Gesichtspunkte der Formenentwicklung gesehen, bilden die Grundlage für topographische Neuzeichnungen.


Glaziologische
Karte des Antholztales
1 : 100.000
Eine Flächengliederungskarte
Von
Dr. Roman Lucerna
Hochgall, 3440 m
Riepenscharte
Antholzer
Scharte
Wildgall,
3272 m
Magerstein, 3270 m
Staller Sattel
Kleinweiß,
2976 m
Rote
Wand, 2820 m
Knebelstein
Rammelstein
Amperspitze, 2887 m
Zeichenerklärung:
Würmeiszeitflächen
Bühlformen
Gschnitzformen (Tröge, Kare)
Daunformen
Postgschnitzeinschnitte
Bühlmoränen
Gschnitzmoränen
Daunmoränen
Postgschnitz- und Daun-
schuttkegel und -terrassen
Alter Seeboden
Frührezente u. rezente
Schuttkegel (u. Moränen).
Hochnall,
2232 m
Aschbacher Hütten
Schindelholzer
Rudl, 2449 m
Lutterkopf, 2144 m
1 Mittel-Olang
2 Ober-Rasen
3 Salomonsbrunn
4 Niedertal
5 Mittertal
6 Obertal